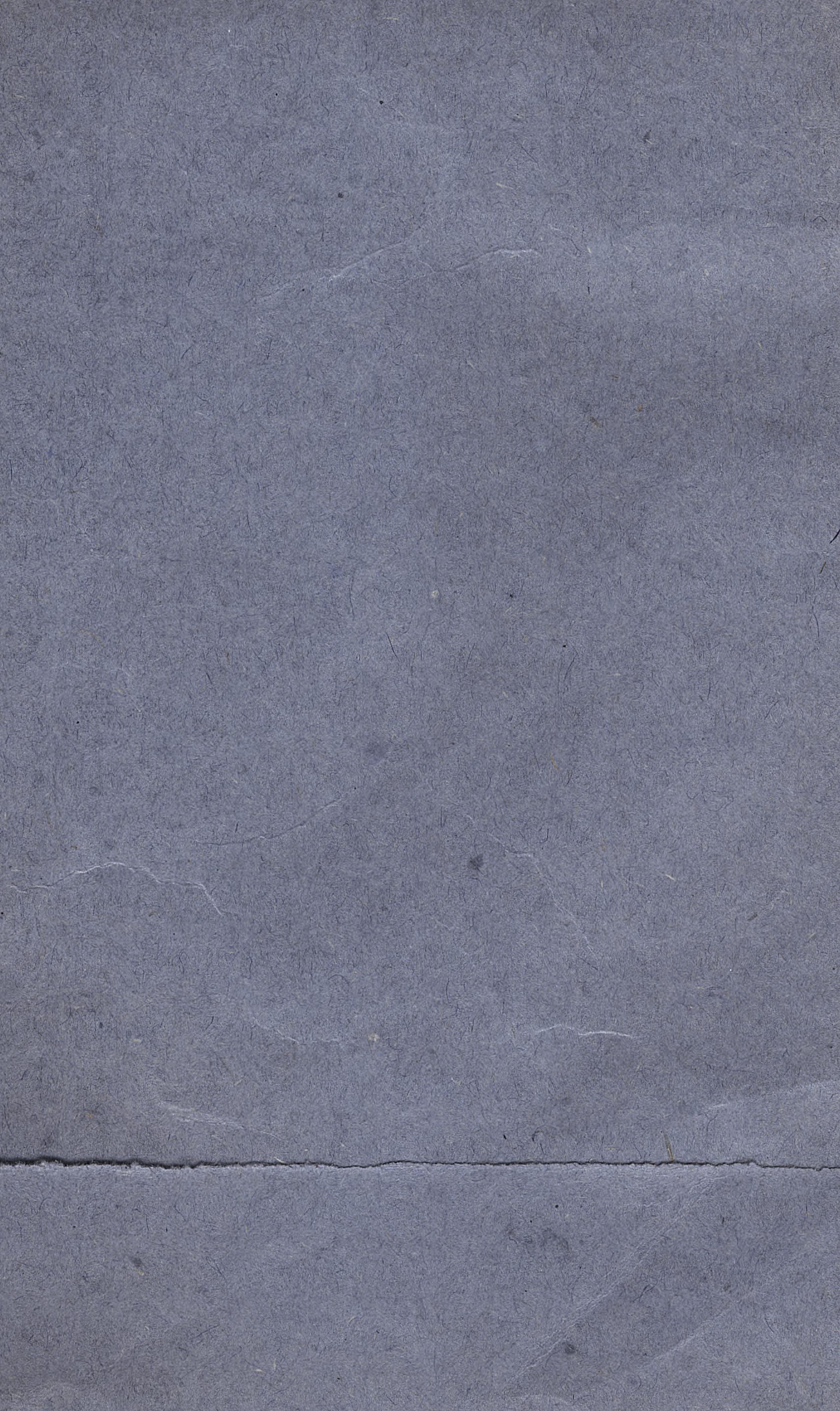


Separatabdruck aus Mitt. d. k. k. Geogr. Gesellschaft in Wien, 1911, Heft 10 u. 11.

Die glazialen Züge der Rodnaer Alpen und Marmaroscher Karpaten.

Von **Dr. Ludomir Ritter v. Sawicki**, Krakau.

(Mit 1 Kartentafel und 5 Karten im Text.)

I. Einleitung.

1. Historisch-kritischer Überblick der Glazialforschung in den Karpaten.

Von allen Zweigen morphologischer Forschung wurde in den Karpaten das Studium der glazialen Züge im Antlitz des Gebirges am frühesten in Angriff genommen und relativ am eingehendsten betrieben. Dies kann uns aus vielen Gründen nicht wundernehmen. Jedes detaillierte, aber allseitige morphologische Studium litt und leidet noch in den Karpaten an der in vieler Hinsicht ungenügenden kartographischen und geologischen Aufnahme des großen Gebirgssystems. Überdies gehören solche allseitige morphologische Untersuchungen im Mittelgebirge zu den kompliziertesten Aufgaben der modernen Morphologie: erst die jüngste Zeit stellte die Methoden, die zu fruchtbaren und befriedigenden Ergebnissen führen konnten, fest. Hingegen ist die Methodologie der Glazialforschung schon älter, der Komplex von Formen, um die es sich handelt, gleichsam einfacher und charakteristischer, das Forschungsfeld beschränkter; überdies war das Interesse der wissenschaftlichen Kreise an der Glazialforschung schon in den siebziger Jahren so allgemein, daß es uns nicht wundernimmt, daß man schon in dieser Zeit versuchte, die anderwärts gewonnenen Erfahrungen auch auf die Karpaten auszudehnen, die anderwärts aufgestellten Gesetze auch an den Karpaten zu prüfen. Fremde Forscher waren es auch, welche die Glazialforschung in den Karpaten einleiteten.

Die erste Epoche intensiver Glazialforschung (1875—1885). Allerdings reichen vereinzelte Notizen über glaziale Gebilde und

Formen weiter zurück: wir danken sie durchwegs Geologen, die gelegentlich ihrer geologischen Aufnahmen schon von dem einen oder dem anderen auffallenden glazialen Gebilde Notiz nahmen. Nur ganz im allgemeinen kann ich hier auf die kurzen Bemerkungen von Zajszner,[1]) von Stache,[2]) Hauer,[3]) Alth[4]) u. a., die den unbestimmten Äußerungen eines Sonnklar[5]) und Fuchs[6]) folgten, hinweisen. Ihnen schließen sich noch die schon eingehenderen Beobachtungen des älteren Roth,[7]) Matyasowszkys[8]) und Wierzejskis[9]) in der Tatra und Pauls und Tietzes[10]) in der Czernahora an. Noch waren aber überhaupt die Vorstellungen über das Glazialphänomen so unklar, daß diese vereinzelten Nachrichten nicht zu einer Gesamtvorstellung sich verdichten konnten. Erst als der große Umschwung von der Drift- zur Inlandeistheorie in Skandinavien und Norddeutschland eintrat und man nun mit erneutem Interesse an die Glazialforschung in den Hochgebirgen Europas herantrat, führten Deutsche die beiden ersten detaillierten Eiszeitstudien in den Karpaten durch. Es waren dies: J. Partsch[11])

---

[1]) Zajszner, Moränen im Bystratale. Sitzungsber. der kaiserl. Akademie der Wissenschaften. Wien, XXI, 259—262.

[2]) Stache N., Die Sedimentärschichten der Nordseite der Hohen Tatra. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt. Wien 1868, 322—324, speziell 324.

[3]) Hauer, Erläuterung zur Übersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie, Blatt III. Westkarpathen. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt. Wien 1869, 532.

[4]) Alth, Sprawozdanie z badań geologicznych w Tatrach galicyjskich, Sprawozd. Kom. Fizyogr. Kraków, XIII, 259.

[5]) Sonnklar, Reiseskizzen aus den Alpen u. Karpathen. 1855, p. 112 u. 133.

[6]) Fuchs, Die Zentralkarpathen. 1863, p. 178.

[7]) Roth S., Tal- und Seebildung in der Hohen Tatra. Jahrbuch des Ungarischen Karpathenvereines. 1878, V, 139 ff.

[8]) Matyasowszky, Geologische Skizze der Hohen Tatra. Jahrbuch des Ungarischen Karpathenvereines. 1878, V, 139 ff.

[9]) Wierzejski A., Tatry w okresie lodowym. Pam. Tow. Tatrz. 1883, VIII, 9 ff.

[10]) Paul und Tietze, Bericht über die bisher in diesem Sommer ausgeführten Untersuchungen in den Karpathen. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt. 1876, 296. — Dieselben, Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt. XXVII, 1877, 55—58. — Tietze, Über das Vorkommen von Eiszeitspuren in den Ostkarpathen. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt. 1878, 142—146.

[11]) Partsch J., Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands. Breslau 1882, 1—50, 165—175.

in der Hohen Tatra und P. W. Lehmann[1]) in den Südkarpaten. Besonders die schöne, vielseitige und gründliche Studie von Partsch, die sich auch auf die mitteldeutschen Mittelgebirge erstreckte, blieb bekanntlich nicht ohne Einfluß auf die Entwicklung der Glazialmorphologie Europas überhaupt. Diese erste glänzende Epoche glazialer Forschung in den Karpaten, die bedeutsam ergänzt wurde durch die paläontologischen Untersuchungen Nehrings[2]) über die Höhlenfauna der Magura in der Tatra, Szabos[3]) über die quartären Faunen und Staubs[4]) über die glazialen Floren Ungarns, stand ganz, ich möchte sagen, unter dem Zeichen der Geologie. Wenn auch auffallende morphologische Formen erwähnt und mit der Eiszeit in Beziehung gebracht wurden, für zweifellos beweiskräftig sah man sie nicht an, hingegen galten als die sichersten Kennzeichen ehemaliger Vergletscherung glaziale Ablagerungen, also vor allem Moränen und Terrassen, erratische Blöcke und Schliffe. Aber schon auf Grund dieser Studien gelangte man zu großen, allgemeinen Ergebnissen: ich nenne nur das darauf begründete Gesetz von Partsch betreffs der Hebung der glazialen Schneegrenze gegen Ost (mit Zunahme der Meeresentfernung), das alle folgenden glazialen Untersuchungen zu bestätigen schienen.

Die Phase des Stillstandes der Glazialforschung und des inneren Kampfes (1885—1900). Angesichts dieses forschungsfreudigen Anfanges muß es uns wundern, daß die so glänzend inaugurierte Epoche glazialer Forschung schnell ein Ende nahm und ihr eine Epoche relativen Stillstandes und inneren Kampfes folgte. Gewiß war die Feststellung des glazialen Charakters mancher Ablagerungen, besonders in den Flyschkarpaten, recht schwierig[5]) —

---

[1]) Lehmann, Beobachtungen über Tektonik und Gletscherspuren im Fogarascher Hochgebirge. Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft. Berlin 1881, 109—120. — Die Südkarpathen zwischen Retjezat und Königstein. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde. Berlin 1885, XX, 325—336, 346—364.

[2]) Nehring, Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft. 1880, 484—486.

[3]) Szabo, Aktion der Eiszeit in Ungarn. Földr. Közl. 18, 1878, 431 bis 437.

[4]) Staub, Flora der Eiszeit in Ungarn. Földr. Közl. 21, 1891, 74.

[5]) Siehe die gänzlich irrtümlichen Ansichten von Szabo über mutmaßliche Moränen in der Matra (Földr. Közl. II, 233—241) und von Jack und Horn über einen großen Theißgletscher. (Quart. Journ. of Geol. Soc. London 1877, 33, 673—681.)

verwechselte doch noch 20 Jahre später W. Szajnocha[1]) in Mittelgalizien und Szádeczky[2]) im Bihargebirge Gekrieche, Rutschmaterial der Schuttdecke oder älterer Bildungen mit Moränenbildungen —: aber das genügt nicht, um die fast allgemeine Opposition der einheimischen Forscher gegen die eben gewonnenen Ergebnisse zu erklären. Die Gründe hiefür liegen wohl tiefer, nämlich im Entwicklungsgange der Wissenschaft bei den den Karpaten anwohnenden Völkern. Primics,[3]) Inkey[4]) und Czirbusz[5]) in Ungarn, Zapałowicz[6]) in Galizien zogen die einstige Existenz größerer Talgletscher, speziell in den Süd- und Ostkarpaten in Zweifel, brachten allerdings oft, ohne es zu ahnen, neues Material für die Glazialhypothese bei (besonders Zapałowicz, der in ausdauernder und seltener Begeisterung die unwirtlichsten Gegenden der Ostkarpaten genau studierte).

Unterdessen ging die positive Forschung, allerdings in sehr langsamem Tempo, weiter: verschiedene, wenn auch nur gelegentliche Beobachtungen und kleinere Untersuchungen wurden veröffentlicht, wobei allerdings die Forscher sich oft skeptisch bezüglich der Frage verhielten, inwieweit der morphologische Formenschatz des einst vereisten Gebirges eben der Vergletscherung zuzuschreiben sei. Solche Beiträge lieferten: für die Hohe Tatra: Roth,[7])

---

[1]) Szajnocha W., Ślady lodowca pod Truskawcem. Kosmos Lwów 1901, 142—147. — Vgl. Łomnicki J., Ślad lodnika. Kosmos Lwów 1901, 311 und Götzinger, Über die Entstehung von Mittelgebirgsformen. Pencks geographische Abhandlungen IX, (1), 1907, 95.

[2]) Szádeczky Gy., Glecsernyomok a Biharhegységben (Gletscherspuren im Bihargebirge). Földr. Közl. 1906, **34**, 299.

[3]) Primics, Geologische Verhältnisse der Fogarascher Alpen. Mitteilungen aus dem Jahrbuche der Ungarischen geologischen Landesanstalt. VI, 1881, 284—315.

[4]) Inkey, Geotektonische Skizze der westlichen Hälfte des ungarisch-rumänischen Grenzgebirges. Földr. Közl. XIV, 1884, 116—121. — Derselbe, Die Transsylvanischen Alpen. Mathematische und naturwissenschaftliche Berichte aus Ungarn. 1891, XI, 20—54.

[5]) Czirbusz, Probleme der Howerla. Jahrbuch des Ungarischen Karpathenvereines. 1900, **27**, 401—403.

[6]) Zapałowicz, Geologische Skizze des östlichen Teiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpathen. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt. 1886, **36**, 361—594, speziell 580—587.

[7]) Roth, Die einstigen Gletscher auf der Südseite der Hohen Tatra. Földr. Közl. 1885, 53—175. — Derselbe, Gekritzte Geschiebe von der Südseite der Hohen Tatra. Földr. Közl. 1885, **15**, 557. — Derselbe, Spuren einstiger Gletscher der Nordseite der Hohen Tatra. Földr. Közl. 1888, 18, 394—431.

Grissinger,[1] Rehmann,[2] Uhlig,[3] Dénes;[4] für die Niedere Tatra: Roth,[5] Uhlig,[6] dann Partsch[7] und ich selbst;[8] für die Czernahora außer Zapałowicz noch Posewitz[9] und Gąsiorowski;[10] für die Rodnaer Alpen außer Zapałowicz noch Lehmann,[11] und auf Grund von Angaben aus zweiter Hand Dr. Zoltán Szilágy;[12] endlich für die Südkarpaten die rumänischen Geologen Mrazec,[13] Munteanu-Murgoci[14] und Popovici-Hatzeg,[15] die ungarischen Geologen Schafar-

---

[1]) Grissinger, Studien zur physischen Geographie der Tatragruppe. XVIII. Jahresbericht des Vereines der Geographen in Wien 1893, 33—36.

[2]) Rehmann A., Eine Moränenlandschaft in der Hohen Tatra. Mitteilungen der k. k. Geographischen Gesellschaft. Wien 1893, 515.

[3]) Uhlig V., Geologie des Tatragebirges. Denkschriften der kaiserl. Akademie der Wissenschaften. Wien, mathematisch-naturwissenschaftl. Klasse, Bd. LXVII, 1899.

[4]) Dénes, Die Hohe Tatra. Text zum 3. Supplement von Hölzels geographischen Charakterbildern.

[5]) Roth, Spuren einstiger Gletscher in der Niederen Tatra. Földr. Közl. 1885, **15**, 558.

[6]) Uhlig, Bau und Bild der Karpathen. Wien 1903, 765.

[7]) Partsch, Wanderungen und Studien in der Niederen Tatra. Schlesische Zeitung. 1903, Nr. 742, 743. — Idem, Mitteilungen der Sektion Schlesien des ungarischen Karpathenvereines. 1903, **13**. — Idem, Globus 1904, **84**, 231.

[8]) Sawicki L. v., Eiszeitspuren in der Niederen Tatra. Globus 1910, **97**, 335/336.

[9]) Posewitz, Geologische Aufnahmsberichte. Jahrbuch der ungarischen geologischen Landesanstalt. 1888, 72—86; 1889, 80—101; 1890, 76—94; 1892, 45—60; 1894, 41—43.

[10]) Gąsiorowski Henryk, Ślady glacyalne na Czarnohorze. Kosmos, Lwów, 1906, 149—168.

[11]) Lehmann, Der ehemalige Gletscher des Lalatales im Rodnaergebirge Petermanns Mitteilungen **37**, 1891, 98—99.

[12]) Zoltán Szilágy, A Nagy Pietrosz cirkuszvölgyei (Zirkustäler des großen Pietros). Földr. Közl. 1907, 35, 6—9.

[13]) Mrazec, Sur l'existence d'anciens glaciers sur le versant sud des Karpates méridionales. Bull. Soc. de Sciences. Bucarest 1898 (466). — Quelques remarques sur le cours des rivières en Valachie. Annales du Musée de Géologie. Bucarest 1898, 14—18.

[14]) Munteanu-Murgoci, Les serpentières d'Urde, Muntin et Gauri. Annales du Musée de Géologie. Bucarest 1898, 68.

[15]) Popovici-Hatzeg, Société de Sciences Bucarest. Séance le 14 novembre 1898.

zik,[1]) v. Lóczy[2]) und Zoltán Schreter,[3]) der Serbe J. Cvijič[4]), endlich die Deutschen Lehmann,[5]) Puchleitner[6]) und Lucerna.[7]) Natürlich sind diese Detailbeiträge außerordentlich ungleichwertig und bedeuten eigentlich keinen großen Fortschritt in der Glazialforschung der Karpaten.[8]) Den jeweiligen Stand der Kenntnisse haben zusammengefaßt: im Jahre 1897 J. Pax[9]) in seinem bedeutsamen Vegetationswerke über die Karpaten und im Jahre 1904 Partsch[10]) selbst. Einen historisch-kritischen Überblick der Gletscherforschung in den Karpaten bis 1905, den ich nur in Wenigem ergänzen konnte, ließ E. Romer (in polnischer Sprache) seiner Studie über die Eiszeit im Świdowiec[11]) vorangehen.

Die zweite (morphologische) Phase der Glazialforschung (seit 1900). Inzwischen hatte aber diese stille Zeit, in der die Glazialforschung der Karpaten keine großen Fortschritte machte, auch ihr Ende gefunden. Partsch selbst hatte, wie er 1904 berichtet, die Tatra neuerdings einigemal begangen, um deren glaziale Verhältnisse in

---

[1]) Schafarzik, Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Borlova und Pojana Mörul. Jahrbuch der Ungarischen geologischen Landesanstalt 1899, 120 ff., speziell 152—156. — Über die geologischen Verhältnisse der südwestlichen Umgebung von Klopotiva und Malomviz. Ibidem 1901, 124—155.

[2]) v. Lóczy, A Retyezát tavairól (Über die Seen des Retyezát). Földr. Közl. **32**, 1904, 224 (Abrégé 63—71).

[3]) Schreter, A Páreng-hegység orografiai és glaciologiai viszonyairól (Über die orographischen und glaziologischen Verhältnisse des Pareng-Gebirges.) Földr. Közl. 1908, **36**, 63—79.

[4]) Cvijič J. Beobachtungen über die Eiszeit auf der Balkanhalbinsel etc., Z. f. Gletscherkunde III, 1908, 1—35.

[5]) Lehmann, Schneeverhältnisse und Gletscherspuren in den transsylvanischen Alpen. IX. Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft in Greifswald 1903, I.

[6]) Puchleitner, Eiszeit in den Südkarpathen. Mitteilungen der k. k. Geographischen Gesellschaft Wien **54**, 1902, 124—139.

[7]) Lucerna, Einige Gletscherspuren aus dem Fogarascher Gebirge. Zeitschrift für Gletscherkunde II, 1907/8, 67—71.

[8]) Konnten doch noch Popescu (Entstehung des oberen Alttales, Leipzig 1903) und V. Merutin (Rodnaer Alpen. Bull. Soc. Géogr. Bucarest 1906, **27**) die Frage der Vergletscherung des von ihnen untersuchten Gebietes für zweifelhaft halten.

[9]) Pax, Vegetation der Karpathen I, 1897, 241—244.

[10]) Partsch, Die Eiszeit in den Gebirgen Europas zwischen dem nordischen und dem alpinen Eisgebiet. Geographische Zeitschrift. 10. Bd. 1904, 657—665, speziell 657.

[11]) Romer E., Epoka lodowa na Świdowcu. Rozpr. Akad. Umiej. Kraków **46**, 1906, 11—18.

einem Beitrag zur Lethäa geognostica eingehend und nach dem modernsten Standpunkte der Wissenschaft darstellen zu können. Dieser Beitrag ist noch immer nicht erschienen, aber den kurzen Angaben, die Partsch in dem oben erwähnten Aufsatze[1]) macht, ist zu entnehmen, daß auch er die geologische Forschungsmethode nicht mehr als einzig verläßlich ansieht und daß er daneben der morphologischen Forschung einen zumindest gleichwertigen Rang einräumt. Er findet in der Tatra den gesamten Formenschatz wieder, den Penck und Brückner in ihrem klassischen Werke „Alpen im Eiszeitalter“ eben beschrieben und Davis in seiner Studie „The Sculpture of mountains by glaciers (Scot. Geogr. Mag. 1906)“ so meisterhaft charakterisiert hat, d. h.: die Trogform und Karbildung der Täler, die Übertiefung der Haupttäler, Stufenbildung der Haupt- und Nebentäler, endlich die Becken- und Seenbildung mit ihren Riegeln und Querstufen. Aber auch in anderer Hinsicht bedeuten selbst die kurzen Angaben von Partsch einen großen Fortschritt: er konnte in der Hohen Tatra mehrere Eiszeiten (2—3) und (3) Rückzugsstadien der letzten Eiszeit feststellen und machte den Versuch, dieselben mit den alpinen Eiszeiten zu parallelisieren. Das Streben nach Feststellung des glazialen Formenschatzes und der glazialen Schneegrenze einerseits, nach Unterscheidung und Parallelisierung mehrfacher Eiszeiten andrerseits bleibt nun charakteristisch für die jüngste Epoche glazialer Forschung in den Karpaten, die ganz unter dem Zeichen morphologischer Forschung steht, etwa mit dem Jahre 1905 einsetzte und vor allem mit den Namen des Franzosen de Martonne, des Polen E. v. Romer und des Deutschen R. Lucerna verknüpft ist.

R. Lucerna hat eine eingehende Analyse des glazialen Formenschatzes des Liptauer Gebirges gegeben[2]). Es gelang ihm nicht nur, einzelne zu verschiedener Zeit entstandene ineinandergeschachtelte Systeme von erosiven Formen festzustellen, die er 4 Eiszeiten und 3 Rückzugsphasen zuschrieb, sondern dieselben Phasen der Entwicklung auch in den Akkulumationsformen nachzuweisen. Er parallelisiert diese Entwicklungsphasen ohne weiteres mit den

---

[1]) Partsch, Die Eiszeit in den Gebirgen Europas zwischen dem nordischen und dem alpinen Eisgebiet. Geographische Zeitschrift. 10. Bd. 1904, 657—665, speziell 657.

[2]) Lucerna R., Glazialgeologische Studien in den Liptauer Alpen, Sitzungsber. d. Wiener Akad. 1909, II A.

alpinen Eiszeiten und stellt für die letzte Eiszeit und die zwei älteren Rückzugsstadien die Schneegrenze in 1500, 1700 und über 1800 m fest, ohne eine Hebung der Schneegrenze zu behaupten.

E. de Martonne setzte mit seinen Glazialstudien in den Südkarpaten schon in den neunziger Jahren ein, hat sie während 10 Jahren fortwährend erweitert und vertieft und endlich in zusammenfassender Form im Jahre 1907 veröffentlicht.[1]) Sie fußen durchwegs auf dem Prinzipe morphologischer Forschung, versuchen mehrere Eiszeiten nachzuweisen und sind besonders bedeutsam durch ihre Ergebnisse hinsichtlich des zur Zeit der Vergletscherung herrschenden Klimas. Das Klima entsprach in seinen Grundzügen dem heutigen, war nur kühler und feuchter, unterlag aber durchwegs denselben lokalen Faktoren wie heute: daher die starke Hebung der glazialen Schneegrenze von den Alpen und der Hohen Tatra bis zu den Südkarpaten, daher die intensivere Vergletscherung der auch heute noch vom feuchteren Winde des Schwarzen Meeres bestrichenen und infolgedessen niederschlagsreicheren Ostflanken der Gipfel.

In einem gewissen Gegensatze zu diesen Arbeiten steht die Studie Romers[2]) über die Vergletscherung des Świdowiecgebietes, eines an 1880 m eben heranreichenden Sandsteingebirges westlich der Czernahora. Die Methode der Arbeit ist allerdings gleichfalls die morphologische, ja sie gibt bei der Schwierigkeit, Moränen im Sandsteingebiete zweifellos festzustellen, und bei der schwachen Entwicklung der Moränen überhaupt den Ausschlag. Auch bemüht sich Romer, den Nachweis einer zweimaligen Vergletscherung zu führen. Aber die von ihm festgestellte Tatsache der niedrigen eiszeitlichen Schneegrenze schlug eine empfindliche Bresche in das Penck-Partsch'sche Gesetz von der Hebung der eiszeitlichen Schneegrenze ostwärts (die Schneegrenze im Świdowiec liegt nach Romer tiefer als in der Tatra nach Partsch), ein Gesetz, das bisher nach den Arbeiten Lehmanns, de Martonnes und Cvijićs gerade in den Karpaten sich glänzend zu bewähren schien.[3])

---

[1]) De Martonne E., Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes des Transsylvanie. Rev. de Géogr. Paris 1906/7, I. 1—279, speziell 230—273.

[2]) Romer E., Kilka wycieczek w źródliska Bystrzycy, Łomnicy i Cisy Czarnej. Kosmos Lwów 1904, speziell 469—497. — Romer, Epoka lodowa na Świdowcu. Rospr. Ak. Un. mat. przyr. 46, 1906, 11—91, mit 3 Tafeln.

[3]) Dieses Gesetz mußte ich auch auf Grund meiner Studien im Bihargebirge für die Karpaten in Zweifel ziehen. (Siehe Sawicki L., A Bihar-

Aufgaben und offene Fragen. Diese Tatsache ließ sofort eine Reihe neuer offener Fragen entstehen: vor allem mußten andere, ähnlich gelegene Gruppen der Ostkarpaten bezüglich des etwaigen glazialen Formenschatzes untersucht werden, dann hieß es, die bisher schon studierten Gebiete einer Revision zu unterziehen. Erst dann würde es möglich werden, die einzelnen Gruppen miteinander zu vergleichen, den Verlauf der Gesamterscheinung festzustellen. Dann mußte es sich herausstellen, inwieweit das Glazialphänomen der Karpaten eine einheitliche, mit allgemeinen Klimaschwankungen zusammenhängende Erscheinung ist, inwieweit das eiszeitliche Klima nur graduell oder auch habituell von dem heutigen verschieden war, oder ob nicht überhaupt das Glazialphänomen der Karpaten als Lokalerscheinung einzelner Gebirgsgruppen aufzufassen sei, etwa zusammenhängend mit jugendlichen Gebirgshebungsperioden.[1]) Zu diesen letzten großen Fragen wird erst Stellung genommen werden können, wenn das nötige Tatsachenmaterial beigebracht worden ist.

Dieses Material für eine Reihe ostkarpatischer Gebirgsgruppen beizubringen, stellte ich mir im Jahre 1907 zur Aufgabe. Im Sommer dieses Jahres untersuchte ich vor allem die Rodnaer Alpen, eine Reihe einzelner Gebirgsstöcke der Marmaroscher Karpathen (Trojaga, Pietros, Farcheul und Mihaileucul, Pop Iwan), die Czernahora und das vulkanische Kalimangebirge. Anderweitige Arbeiten verhinderten mich, diese Studien zu beenden. Erst im Sommer 1909 konnte ich gelegentlich ausgedehnter morphologischer Studien in Siebenbürgen nochmals die Rodnaer Alpen besuchen, den Czibleszstock, das Bihargebirge und die Hargitta untersuchen, endlich einen Vorstoß in die Südkarpaten machen. Über die letzteren drei Gebiete habe ich an anderer Stelle berichtet.[2]) Auf die Eiszeitspuren der Czernahora will ich nicht näher eingehen, da Romer hierüber ein detailliertes Studium vorbereitet. Hingegen

---

hegység eljegesedésének kérdéséhez, Földrajzi Közlemények. Budapest 1909, **37**, 10. füzetéből.)

[1]) Romer hat letztere Anschauung bezüglich der Alpen gelegentlich eines Vortrages in der Kopernikus-Gesellschaft in Krakau am 9. Februar 1910 entwickelt. Siehe auch Romer, Mouvements épeirogenétiques et la periode glaciaire. Bul. Soc. Vaud. 1911. — De Martonne, L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines. Annales de Géogr. 1910 289—317; 1911, 1—29.

[2]) Sawicki L. v., A Biharhegység eljegesedésének kérdéséhez (Die Vergletscherung des Bihargebirges). Földr. Közl. 1909, **37**, 10. Heft. Abrégé, 316—325.

möchte ich an dieser Stelle das Tatsachenmaterial für die Marmaroscher Karpaten, die Rodnaer Alpen und die Gruppe des Cziblesz und Kaliman besprechen.

2. Orographischer Überblick.

Meine glazialen Untersuchungen erstrecken sich auf das in geographischer Beziehung überhaupt außerordentlich interessante Gebiet, welches den Winkel einnimmt, wo der Karpatenbogen im Nordosten Ungarns aus seiner NW—SE in die N—S-Richtung umbiegt und wo das Sandsteingebirge des äußeren und inneren Flyschzuges mit dem karpatischen Klippenphänomen, mit kristallinen, in Form von Kernen auftretenden Massengebirgen und jüngeren vulkanischen Bildungen zu einem in tektonischer[1]) und orographischer[2]) Beziehung außerordentlich komplizierten Gebilde zusammengeschweißt ist. Es kann hier durchaus nicht meine Aufgabe sein, den komplizierten Formenschatz des ganzen Gebietes zwischen dem Hauptkamm der Sandsteinkarpaten an den Quellen des Pruth und der zentral- und ostsiebenbürgischen Beckenlandschaft einer eingehenden Analyse zu unterziehen: ich beschränke mich nur auf einige orientierende Bemerkungen.

Die eruptive Zone. In dem Grenzgebiet zwischen Mittelgalizien und der an der Theiß am weitesten gegen Norden vorspringenden Bucht des ungarischen Alföldes werden die Karpaten nur aus einer breiten, als Hauptkamm entwickelten Sandsteinzone und einer schmalen, aber wohl ausgebildeten Vulkanzone, dem Vihorlat-Gutingebirge zusammengesetzt. Die beiden petrographisch, genetisch und morphologisch außerordentlich verschiedenartigen Zonen, die sonst in den Karpaten eine relativ schmale Außen-, resp. Innenzone bilden, hier aber bloß die spärlichen Klippen der Ungvárer, Dolhaer und Munkacser Gruppe umfassen, beginnen schon an der Latorcza, einem rechten Nebenfluß der Theiß, zu divergieren: die Vulkanzone, vielfach von Flyschmaterial eingefaßt, zieht vom Djilgebirge fast genau südlich über den Tupoj (878 m)

---

[1]) Zapałowicz H.: Eine geologische Skizze des östlichen Teiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpathen. Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt 1886, 36, 361—594. — Limanowski M.: Rzut oka na architekturę Karpat. Kosmos, Lwów 1905, 254—340, spez. 257—302.

[2]) Rehman A.: Ziemie dawnej Polski I. Karpaty. Lwów 1895, 510—535, 555—583.

und die Sziroka (805 m) und von hier in SE-Richtung gegen den Gutinberg (1398 m) und findet ihre letzten schwachen Ausläufer in einzelnen Eruptionsstellen des Láposer Gebirges, speziell im Ciblesul (1842 m). Nach einer größeren Unterbrechung zwischen dem Ciblesultale und dem Tale der großen Szamos tauchen im SE neuerdings ausgedehnte eruptive Massen in der Berglandschaft zwischen der Szamos und der Bistritza auf, deren Kulmination der vulkanische Heniul ist (1612 m). Unverhältnismäßig gewaltigere Dimensionen hat der gewaltige Eruptivstock des Kalimangebirges, der fast 1500 km² Fläche bedeckt und sich in mehreren Gipfeln zu 2000 m erhebt (Kulmination: Pietrosz 2102 m).

Diese ganze vulkanische Zone ist eingebettet, resp. aufgeschüttet inmitten von hauptsächlich paläogenem, zum Teil wohl auch kretazischem, echtem Flyschmaterial. Es ist selbstverständlich, daß das Flyschgebirge angesichts der geringen Widerstandsfähigkeit des Materiales schon seit langem in eine reife, weiche Landschaft umgewandelt worden ist, die alle Eigenschaften der karpathischen Flyschlandschaft aufweist. Aus dieser Flyschlandschaft ragen die vulkanischen Denudationsformen, die wegen ihrer mit der Härte des Materiales zusammenhängenden Steilheit in der Landschaft auffallen, in den mannigfaltigsten Formen heraus, als Kegel, Dome, Tafelberge usw. Selten hingegen treten Formen auf, die man noch auf alte, heute allerdings schon in die alte Entwässerung einbezogene Kraterbildungen zurückführen könnte: am ehesten ist dies noch beim Heniul (1642 m) nördlich Borgoprund der Fall,[1]) dessen Hauptgipfel auf dem Rande eines elliptischen, fast vollständig geschlossenen Rückens liegt, der mit regelmäßigem Gefälle im Norden bis auf 867 und 841 m herabsinkt und hier nur ein schmales Tor frei läßt, durch das die beiden Quellbäche des V. Heniului, die ähnlich wie der Kraterrücken einen elliptischen Verlauf haben und einander entgegenfließen, vereinigt durchbrechen.

Viel großartiger sind hingegen diese Verhältnisse im Kalimangebirge, dem höchsten und massigsten unter den zahlreichen Vulkangebirgen an der Innenseite der Karpaten. Athanasiu hat diesem Gebirge eine Studie[2]) gewidmet, aus der hervorgeht, daß wir es

---

[1]) Siehe Spezialkarte Z. 16 C. XXXI, Ó-Radna und Naszód.

[2]) Athanasiu Sava: Morphologische Skizze der nordmoldauischen Karpathen. Bucuresti 1899, spez. 16—20.

hier mit einem großartigen Wechsel von andesitischen Lavadecken und Tuffmassen zu tun haben. In wechselnden Eruptionsphasen wurde hier ein mächtiges Ringgebirge aufgebaut von fast 30 km Durchmesser, das charakteristischerweise eine steile Böschung nach innen (bis ca. 300 $^0/_{00}$) gegen den einstigen Krater und eine sanfte, dachförmige Abböschung nach außen zeigt (ca. 120 $^0/_{00}$). Der einstige Krater ist allerdings durch die Täler des Valea Neagra und V. Haitii normal entwässert und in das Regime der gleichsinnigen Abböschung einbezogen. Der Kamm des vermutlichen Kraterrandes erreicht in fünf kuppelförmigen Gipfeln 2000 m, im Petrosul 2102 m. An diese östliche und höhere Hälfte des Kalimangebirges schließt sich noch eine westliche Gruppe, die wir nach der Bistricoara (1990 m) benennen können und die schon viel stärker zerschnitten ist, wenngleich auch hier noch besonders auf den großen, etwa 1500—1600 m hoch gelegenen Ebenheiten des Dealul Negru die ursprüngliche, dachförmige Oberfläche der gewaltigen Akkumulationsform erhalten ist. Das Kalimangebirge gehört, wenn wir von spärlichen Almhütten und Gendarmenhäusern absehen, zu den größten Anökumenen der Karpaten.

Im ganzen vulkanischen Zug von Djil bis zum Kaliman könnte für Glazialforschungen nur der Czibles (1842 m) und das Kalimangebirge (2000—2100 m) in Betracht kommen.

Das äußere Flyschgebirge. Die äußere Zone des Flyschgebirges zieht von Mittelgalizien, unbeachtet der südlichen Abbiegung der Vulkanzone, regelmäßig weiter in leicht gegen NE konvexem, schön geschwungenem Bogen, einen Gürtel an der Grenze Galiziens gegen Ungarn, weiterhin der Bukowina und Moldau gegen Ungarn bildend. In dieser Zone, deren Formenschatz in einer Reihe von Arbeiten Rudnyckyjs[1]) und Romers,[2]) Pauls,[3]) Athanasius,[4]) Rehmans[5]) schon zum Teile analysiert und charak-

---

[1]) Rudnyckyj: Beiträge zur Morphologie des galizischen Dniestrgebietes. Geographischer Jahresbericht aus Österreich V. Wien 1907.

[2]) Romer außer den schon zitierten Arbeiten: Morphometrische Studien über die ostkarpathischen Gebirgsformen. Kosmos, Lwów 1909, **34**, 678—693, polnisch mit deutschem Resumée.

[3]) Paul: Geologie der Bukowina. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt 1876. — Paul und Tietze: Studien in der Sandsteinzone. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt 1877, 1879.

[4]) Athanasiu Sava, l. c. 7—12.

[5]) Rehman, l. c. 494—535, 555 ff.

terisiert worden sind, erheben sich eine Reihe von Gebirgsgruppen zu einer Höhe, die zu Glazialforschungen einladen muß, seitdem wir wissen, wie tief hier die glaziale Schneegrenze gelegen war. Einige dieser Gruppen sind, wie in der Einleitung besprochen wurde, schon durchforscht worden, so die Świdowiecgruppe (Romer) und die Czernahora (Paul-Tietze, Gąsiorowski), andere, wie die Popadia (1742 m), die Sewola (1818 m) und Niegrowiec (1712 m) im Quellgebiete der Łomnica und des Talabor, ebenso die Hniatiasa an den Quellen des schwarzen Czeremosz harren noch der Feststellung, ob sich an ihnen morphologische Spuren der Eiszeit finden oder nicht.

Die Marmaros. Zwischen die beiden Arme des Sandstein- und Vulkangebirges eingeschlossen, dehnt sich die waldreiche Marmaros aus, erfüllt von einem prächtigen, durchschnittlich 1400—1500 m hohen Mittelgebirge, dessen meist breite, schön gewölbte Rückenflächen durchfurcht werden von einem engen System jugendlicher, tief eingeschnittener Täler, deren Gewässer sich alle in der oberen Theiß sammeln. Die oft merkwürdigen hydrographischen Verhältnisse dieses Gebietes erzählen uns von einer komplizierten, interessanten morphologischen Geschichte, die älter ist als die Eiszeit, denn, wie wir sehen werden, sind die quartären Terrassensysteme schon tief in diese Täler eingelagert. Höchst merkwürdige tektonische Vorgänge mußten es gewesen sein, welche die verwickelte innere Struktur der Marmaros schufen. Wir haben es hier mit zwei kristallinen Kernmassen zu tun, die rings von Flysch umgeben sind: die eigentliche Marmaroscher Masse, die sich zwischen den einzelnen Verästelungen des Theiß- und Vissòeinzugsgebietes ausdehnt, und die Rodnaer Masse zwischen dem Tale des Vissòbaches und der großen Szamos. Die Marmaroscher kristalline Masse reicht in der Regel nicht über das Niveau von 1500 m empor, wird aber überragt von einigen altvulkanischen Bildungen, die über das allgemeine Niveau um etliche 300—400 m sich erheben und um so mehr in die Augen fallen, als sie sich durch steilere Formen und Felsbildungen, dann aber auch durch den Mangel an Waldungen, deren obere Grenze sie beträchtlich überragen, auszeichnen und dadurch von den weicheren, stark bewaldeten Formen des Massivs abstechen. Zu diesen inselförmig steil aufragenden Eruptivstöcken gehört: 1. die Trojaga,[1]) die

---

[1]) Zapałowicz, l. c., 506—511.

nach Zapałowicz vornehmlich aus Andesiten und Propyliten zusammengesetzt ist und nördlich von Borsabanya sich ziemlich unvermittelt bis zu 1939 m als schlanke dreiseitige Pyramide erhebt; 2. die Kuppe des Farcheul,[1]) bestehend aus Diabasporphyrit, die mit ungewöhnlicher Steilheit bis 1961 m emporragt; sie liegt in ziemlich einsamer Gegend nördlich von Ruszpolyana; 3. eine dritte solche, allerdings etwas niedrigere Vulkankuppe ist der Pietros[2]) des Pop Iwan, der, südlich von Bogdan an der weißen Theiß gelegen, aus Diabasporphyrittuff besteht und sich zu 1784 m erhebt. Außer diesen hohen Vulkankuppen ragen noch über das gewöhnliche Niveau drei Spitzen empor: die eine 4. ist der eben genannte, aus kristallinischen Bildungen aufgebaute, sehr schroffe (sogenannte Marmaroscher) Pop Iwan,[3]) der südlich von Bogdan bis 1940 m emporreicht, 5. der Pecialu-Petrosul-Rücken (1854 m), der östlich von Ruszpolyana gelegen ist und eine Kreidescholle darstellt, endlich 6. der ganz aus triadischen Kalken aufgebaute Mihaileucul[4]) (1926 m), der gegen Nord mit einer gewaltigen, 400 m hohen Felsmauer abstürzt und mit dem Farcheul einen merkwürdigen Doppelkegel bildet. Sie verdanken ihre Höhe offenbar der größeren Widerstandsfähigkeit ihres Materiales; als sicher ist dies anzunehmen bei den kretazischen harten und groben Konglomeraten des Petrosul, den Kalken des Mihaileucu, wahrscheinlich auch bei den Gneisen des Pop Iwan, die an der Hauptspitze zahlreiche grobe porphyrartig ausgeschiedene Orthoklase führen, wie Zapałowicz feststellte.

Wenn auch die von Lehmann in den Rodnaer Alpen zu 1850 m bestimmte eiszeitliche Schneegrenze das Vorhandensein von glazialen Formen an diesen Marmaroscher Inselbergen auszuschließen schien, mußten diese doch einem Studium unterzogen werden, um so mehr, als einzelne Andeutungen von Zapałowicz auf das Vorhandensein glazialer Formen schließen ließen.

An die Außenseite des Marmaroscher Massivs schließt sich die Klippenzone mit all ihren so merkwürdigen und wohlbekannten Bildungen,[5]) zwischen dem Marmaroscher Massiv und der Czerna-

---

[1]) Zapałowicz, l. c., 444—446.

[2]) Zapałowicz, l. c., 445.

[3]) Zapałowicz, l. c., 426—427.

[4]) Zapałowicz, l. c., 446—450.

[5]) Uhlig Victor: Über die Beziehungen der südlichen Klippenzone zu den Ostkarpathen. Sitzungsber. der kaiserl. Akad. der Wissenschaften 1897,

hora nur schwach entwickelt, um so mächtiger aber in der Bukowina. Da sich hier noch Einzelberge hoch emporheben, wie der Giumelaul (1857 m) in der Nähe der Klippe Rareu (1653 m) südlich von Kimpolung, suchte ich auch diese Berge auf, allerdings, wie ich hier schon feststellen kann, ohne positive Ergebnisse.

An die Innenseite des Marmaroscher Massivs lehnt sich an den Flüssen Iza und Vissó gelegen, ein mächtiger Flyschzug an, der zum Unterschied von den zentralkarpathischen Flyschbildungen der Westkarpaten sehr stark gestört ist und hoch emporragt (1000—1300 m), daher auch schon von den Flüssen in eine Berglandschaft aufgelöst wurde. In der Umgebung des Prisloppasses hebt sich diese Flyschzone, die kontinuierlich in die Bukowina hinüberstreicht, bis nahe an 1500 m empor, nirgends aber so hoch, als daß die Gipfel dieser Zone für Glazialforschungen in Betracht kommen könnten.

Die Rodnaer Alpen. Gegen Süden geht diese innere Flyschzone einerseits (im Westen) ohne Grenze in den schon vorhin skizzierten, mit der Vulkanzone innig verquickten Flyschzug über; andererseits (im Osten) bricht sie schroff an einer gewaltigen, geradlinigen tektonischen Linie ersten Ranges ab, die in der Natur mit wunderbarer Klarheit hervortritt und auf der geologischen Karte von Zapałowicz scharf, aber leider nicht in ihrer ganzen Ausdehnung eingezeichnet ist. An dieser W—E-Linie werden die verschiedenen oligozänen, eozänen und kretazischen Flyschbildungen der Marmaros scharf abgeschnitten von den ebenfalls NW—SE streichenden kristallinen Schiefer- und Kalkbändern, aus denen die Rodnaer Alpen aufgebaut sind. Da die erstere Gruppe im allgemeinen weich, die letztere hart ist, so erscheint die große Verwerfung durch die Denudation klar herauspräpariert; an der Stelle der Verwerfung springen die bisher sanften Rücken, die nur 1000 m erreichten, plötzlich empor und erheben sich rasch und in steilen Formen zu 1500—1800 m, um dann wieder langsamer bis zu dem 2000—2300 m hohen Hauptkamm emporzusteigen. Die Rodnaer Alpen sind eine rings von viel niedrigeren Flyschlandschaften umgebene Scholle von kristallinen Bildungen, hauptsächlich Gneisen und verschiedenartigen Schiefern, denen an vielen Stellen und in

---

188—206. Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise in das Gebiet der goldenen Bistritza. Sitzungsber. der kaiserl. Akad. der Wissenschaften 1889, 725—743.

oft mächtiger Ausdehnung kristalline Kalke eingelagert sind. Zapałowicz unterschied in beiden Komplexen eine untere und eine obere Gruppe, die innig miteinander verquickt sind und eine Reihe von NW—SE streichenden Wellen darstellen (in den eigentlichen Rodnaer Alpen vom Val Dragusiu bis Val Putreda vier Antiklinen). Die beiden petrographischen Gruppen stellen auch die Grundlage für die Ausbildung der wichtigsten zwei Landschaftstypen dar, der relativ sanfteren Schieferlandschaft, in der die von Rutschungen sehr unterstützten Denudations- und Erosionsprozesse rasch arbeiten und der steilwandigen, wenig gegliederten schroffen Kalklandschaft, wie sie besonders an der Piatra Alba (1832 m) und Piatra Rei (1696 m) zur Ausbildung gelangt. Während in der Kalklandschaft nackte, weißblinkende Felswände und Schutthalden an deren Fuße die Hauptrolle spielen, sind die Gehänge der Gneis- und Schieferlandschaft sanfter, vom Vegetationskleide eingehüllt, und die Kämme und Kuppen überziehen sich mit Blockmeeren der leicht, polsterförmig zerfallenden Schiefer.

Die Gliederung der Rodnaer Alpen ist einfach, typisch fiederförmig, indem nach Norden und nach Süden vom Hauptkamme eine Reihe von Quertälern herabziehen, die am Fuße des Gebirges in größeren Längsfurchen ihre Wässer sammeln, im Norden im breiten Tale des Vissó, im Süden im großen Szamostale. Der westöstlich gerichtete Hauptkamm, der unabhängig von den NW—SE verlaufenden Faltungs-Linien bleibt, also wohl vor allem von den W—E streichenden Brüchen abhängt und zum Teil als Ergebnis der Erosion aufzufassen ist, zeigt eine auffallend geringe Schartung. Während seine durchschnittliche Höhe etwa 2000 m ist, geht er auf der ganzen Strecke von der Bucuiesca im Westen (2066 m) bis zum Ineul im Osten (2280 m), also auf etwa 26 km nur zweimal unter 1900 m herab, erhebt sich nur sechsmal über 2200 m, einmal über 2300 m; die Wellen im Verlaufe der Kammlinie sind sehr klein: alle 0·8 km entfällt durchschnittlich ein Gipfel oder ein Sattel. Einzelne höhere Gipfel erscheinen in Nebenkämmen, so die Kulmination des ganzen Gebirges der Verfu Pietrosu (2305 m), neben dem Verfu Rebri (2269 m) und dem Verfu Pusdreloru (2191 m). Die über 1700 m hohe Partie des Rodnaer Gebirges setzt im Westen erst am Val Dragusiu ein und endet im Osten im Lalatale; auf dieses Gebiet sind auch nur die Glazialspuren beschränkt.

Höhe	Anzahl der	
	Pässe	Gipfel
1700—1800	—	—
1800—1900	2	—
1900—2000	9	1
2000-2100	4	8
2100—2200	—	6
2200—2300	—	1
	15	16

II. Die glazialen Züge der Rodnaer Alpen.[1])

Im ganzen konnte ich Spuren einstiger Gletscher an der Nordseite der Rodnaer Alpen in neun Talgebieten feststellen. In Zeiten des Gletscherrückzuges, wo einzelne früher verschmolzene Glescher sich trennten, gab es hier 19 Gletscher, zu denen noch die schwachen Spuren von drei Gletschern an der Südseite kommen. Ich habe bei der Untersuchung der Glazialspuren mein Augenmerk allerdings auch immer auf Schotter- und Moränenbildungen gelenkt, aber das Ergebnis war relativ gering; in der Hauptsache sind die folgenden Schlüsse über die einstige Vergletscherung der Rodnaer Alpen auf morphologische Spuren und morphologische Argumentation gestützt. (Siehe für die folgenden Ausführungen Taf. XXII.)

1. Die Nordseite der Rodnaer Alpen.

Valea Repede. Von allen Quertälern der Rodnaer Alpen weist das Valea Repede das größte Einzugsgebiet und den kompliziertesten Bau auf. Zu dem einheitlichen Stamm des Unterlaufes verbinden sich in 927 m Höhe drei Hauptstränge, der Isvoru Bucuiescu, der Isvoru Repede und der Isvoru Pusdreloru; jeder von ihnen zerfällt weiterhin noch in je zwei unbenannte Quellstränge. Alle diese Täler führen unter den hier 2000—2100 m hohen Kamm, den von West gegen Ost folgende Gipfel bilden: Piatra Alba (1832 m), Vrf. Pietrosul (2305 m), Vrf. Rebri (2269 m), der Punkt 2122 m, Vrf. Obersia Rebri (2056 m), Vrf. Repede (2077 m), Vrf. Negriasa (2052 m), Vrf. Pusdreloru (2191 m), Fatia

[1]) Vergleiche Spezialkarte 1 : 75000, Z. 15, C. XXXI, Felső-Visső und Z. 15, C. XXXII Kirlibaba.

Muntilor (1817 m). Sie umschließen einen Bergkessel von etwa 7 km Durchmesser. In allen Quellgebieten finden wir die auffallendsten und ausgeprägtesten glazialen Formen. Der nordwestliche Quellstrang des Bucuiescu beginnt unter der unter einem Blockmeere begrabenen Spitze des Vrf. Pietrosul, an einem kleinen Karsee in 1970 m,[1]) ganz von Schutthalden eingeengt, aber nicht auch durch sie gestaut: er hat eine dreieckige Gestalt, ist etwa 30 m lang, an der gegen den Pietros gekehrten Basis etwa 20 m breit. Der Abfluß fällt mit kleinen Kaskaden 15 m tief zu einem zweiten, 1955 m hoch gelegenen See, der fast kreisrund ist, mit einem Durchmesser von etwa 25 m. Seine Tiefe beträgt wahrscheinlich gegen 2 m (an einer Stelle gegen Norden scheint er ein tieferes, lochförmiges Becken aufzuweisen), der Untergrund ist meist felsig, stellenweise schlammig, sein Wasser wunderbar klar und graugrün. Auch dieses kleine Meerauge liegt in einem kleinen Felsbecken, über dessen anstehenden Riegel der Abfluß in Kaskaden und Wasserfällen herabstürzt: die typische Karstufe ist fast 100 m hoch und recht steil. Über sie herab gelangt man auf den Boden eines kleineren, tieferen Kares, dessen Boden ebenfalls von einem kleinen See eingenommen wird. Dieser ist schon stark verkleinert worden durch Vegetation und schlammige Zuschüttung; er liegt nach der Spezialkarte in 1889 m Höhe, hat einen moorigen Untergrund (ist wohl kaum 1 m tief) und seine Horizontaldimensionen sind etwa 100 × 30 m. Das typische kleine Kar hat steile, felsige Hinter- und Seitenwände, von denen die letzteren ihre Übersteilheit schon einzubüßen beginnen und ihren Fuß mit Schutthalden verkleiden. Merkwürdig ist der hohe Riegel, der das Kar unten abgrenzt — er war wohl gegen 15 m hoch, bevor er durchsägt wurde, was bei den kleinen Dimensionen des Kares überhaupt auffallend sein muß; durch glazialen Schliff wurde er zu Rundhöckern umgeformt.

Steht man auf diesem Riegel, so hat man unter sich eine neuerlich sehr steile Stufe, über die man nur mit Schwierigkeit hinabgelangt. Das Wasser stürzt in Wasserfällen und Kaskaden

[1]) Nach barometrischer Messung. Ich habe während der glazialen Studien zahlreiche barometrische Höhenmessungen vorgenommen, und zwar mit einem kompensierten Taschenaneroïd von Fabri in Wien und einem größeren Holosteric, Fabri Nr. 126. Beide Instrumente wurden vor und nach der Reise geprüft. Nichtsdestoweniger können die Messungen nur als erste Annäherung gelten.

die 150 m hohe Stufe hinab, unten mit kleinen, steilen Schuttkegeln in den Flachboden übergehend, der, von etwa 1720 m an durch vielfache kleine Leisten unterbrochen, bis zum Waldrande in 1500 m sich herabsenkt.[1]) Man hat es hier mit einem weiten, im Detail oftmals recht unebenen, das heißt durch kleine Stufen zerlegten Boden zu tun, der sich oben und unten in großen Stufen scharf absetzt und den Eindruck einer weiten, übertieften Talform macht. Seine Dimensionen sind etwa 10 × 0·5 km, die wichtigsten Querleisten, welche die Form gliedern, liegen bei 1700 m, 1575 und 1555 m. Dieses firnbodenartige Talstück hat bis zu einem gewissen Grade den Charakter einer Trogform: die Übertiefung derselben gegenüber dem Gebiete südlich davon spricht sich in den Wasserfällen aus, die an seiner rechten Flanke herabstürzen.

Diese Wasseradern kommen von dem weiten, 1·5 km langen und ebenso breiten Firnboden zwischen Obersia Rebri und Rebri selbst. Auch dieser Boden weist viele Spuren der glazialen Bearbeitung auf, so eine Reihe von Querstufen, deren landschaftlich wichtigste bei etwa 1875 m, 1905 m und 1950 m liegen und die jeweils sanfte, fast flache Bodenzonen abgrenzen; weitere Spuren glazialer Bearbeitung sind ziemlich zahlreiche kleine Seen, meist in Felswannen gelegen, die natürlich einem frühen Untergange geweiht sind und zum Teil schon der Verschüttung anheimfallen;[2]) endlich fällt eine allgemeine Glättung und Zuschleifung der Felsbuckel auf, die als Rundhöcker zu deuten sind. Diese merkwürdigen, im einzelnen kompliziert, ja ganz unregelmäßig gebauten weiten Firnmulden treten neben echten Karen noch öfters in den Rodnaer Alpen auf und müssen wohl auf die präglaziale Prädisposition der Landschaft zurückgeführt werden. Sie entwickelten sich wahrscheinlich an der Stelle von wenig unter das Rückenniveau eingesenkten, aber sehr breiten, reifen Talformen, während die Kare vielleicht erst in etwas jüngerer Zeit in den Quelltrichtern jugendlicherer, steilerer Talformen sich bildeten.

Etwas abweichend, man möchte sagen typischer glazial ist der zweite, mittlere Arm des Repedetales, der dem ganzen Tale

[1]) Auch diese letztere Stufe, die zum Teil von echtem Urwald eingenommen wird, gliedert sich in zwei Steilabfälle, die durch ein sanfteres Talstück, das zwischen 1200 bis 1300 m Höhe liegt, verbunden werden.

[2]) Die noch am besten erhaltene Wanne mit einem vermoorten See liegt in 1990 m.

den Namen gegeben hat: in seinem Formenschatze entspricht er am meisten einem von der Gletscherwirkung umgemodelten alpinen Tale. Auch hier haben wir es im Talhintergrunde mit einer ganzen Reihe von Karen zu tun, die sich in die Ostflanke des Vrf. Obersia Rebri (2056 m) und die Nordflanke des Vrf. Repede (2077 m) eingefressen haben: aber alle diese Kare fallen mit fast senkrechten Karstufen zu einem wohlausgebildeten Taltrog herab, der alle typischen Eigenschaften der alpinen Form aufweist.

Von dem Punkte 927 m, wo die drei Hauptquelltäler des Repedesystems ineinander münden, hebt sich der schmale Talboden in einer engen Talschlucht, die in den von Zapałowicz zur sogenannten mittleren kristallinischen Gruppe gerechneten Quarzglimmerschiefer eingeschnitten ist, empor, allerdings nicht mit einheitlichem Gefälle, sondern aus einzelnen steileren und sanfteren Talpartien zusammengesetzt. In den steileren Felsengen tost und schäumt der wasserreiche Bach in Katarakten herab, an den sanfteren Stellen stellt sich auf dem stark durchfeuchteten Wiesengrunde sofort eine üppige Wiesenvegetation ein, welche die, Grundmoränen gleichenden Schuttmassen, die den Talboden bedecken, verkleidet. In einer solchen Talweitung steht in der Höhe von 1070 m eine Hirtenhütte (Szałas); nach einer kleinen Stufe folgt die Hauptweitung dieses unteren Talstückes in 1112 m. Hier an der Mündung des Tälchens vom Vrf. Negriasa (2052 m) her liegen mächtige, wallartig angeordnete Schuttmassen, die der Bach anschneidet und die ich als Moräne des kleinen Negriasagletschers ansprechen möchte, der sein Einzugsgebiet in dem schönen und ziemlich weiten Kare an der Nordseite der Negriasa hatte; der Boden dieses Kares mit vielfach verästelten Bachadern liegt in etwa 1500 m und setzt scharf zur Karstufe ab, die in die bewaldete und enge Talschlucht hinabführt.

Im Haupttale halten noch die seitenmoränenähnlichen Bildungen eine Weile an, dann hebt sich der Talboden wieder steiler, bis er zwischen 1200 und 1300 m eine steile Stufe bildet, über die der Bach in mächtigem, schönem Wasserfall herabstürzt. Wie in den Alpen windet sich der Weg in Serpentinen am rechten Ufer die Stufe hinauf; die kleinen Zuflüsse in der Nähe haben bescheidene Stufenmündungen. Das oberste Stück der Stufe, etwa 30 m, ist schon vom Wasser in enger Schlucht durchsägt worden. Nach den Unterscheidungsformen der Talwände zu urteilen, dürfte der Gletscher bis etwa 1400 m gereicht, an dieser Stelle also eine

Mächtigkeit von etwa 150 bis 200 m besessen haben. Erst etwas oberhalb, in 1350 m betreten wir einen Riegel aus anstehendem Fels, der allerdings schon einesteils vom Wasser stark zersägt, andernteils von Schutthalden vielfach verkleidet ist.

Hinter diesem Felsriegel dehnt sich ein typischer, wenn auch in den Dimensionen kleiner Taltrog aus. Seine Länge beträgt etwa 1500 m, die Breite des ebenen, sanft ansteigenden, teilweise versumpften Talbodens 150 m. Von dem ebenen, stellenweise verschütteten Talboden heben sich scharf die außerordentlich steilen, etwa 200 bis 300 m hohen Trogwände ab, die mit dem Talboden ein typisches U-Querprofil ergeben. Die Trogwände schließen im Hintergrunde halbkreisförmig wie ein Zirkus zusammen und über dieselben stürzen hier eine Reihe an 200 m hoher Wasserfälle von Südwesten und Süden herab. An den Wänden streichen die Schichtköpfe des Glimmerschiefers aus und nur auf den Felsköpfen hält sich spärliches Knieholz. Die oberen Ränder der überall gleich hohen Wände ragen schon über die Knieholzregion empor; dadurch wird der landschaftliche Gegensatz der Wände und der darüber befindlichen, von Wiesen bedeckten Karböden noch verschärft.

Der imposante Trogschluß des Repedetales wird rings umkränzt von einer Reihe von echten Karen. Ich zählte und untersuchte deren drei; das östlichste liegt an der NW-Seite der Negriasa (2052 m) in 1740 m Höhe und ist sehr klein. Hingegen sind die übrigen zwischen dem Vrf. Repede (2077 m) und der Obersia Rebri (2056 m) viel bedeutender. Im Quellgebiete des Hauptastes des Repedebaches liegt ein relativ einfaches Kar, dessen Karrand in zirka 1700 m liegt. Der Karboden steigt vorerst noch ziemlich steil an, weist an der Westseite eine etwa 1760 m hoch gelegene, glazial bearbeitete Leiste auf, während der eigentliche ebene Karboden erst in 1850 m liegt. Das südwestliche Kar des Repedetales, unter dem Punkte 2056 m des Hauptkammes gelegen, ist das größte Kar des ganzen Talsystems, zugleich eine Kartreppe. Seine Karstufe beginnt in 1650 m, aber nach etwa 100 m hebt sich der glazial geschliffene und von Knieholz bewachsene Boden empor, bis der ebene Karboden der unteren Stufe beginnt (zirka 1760 m). Hier sammeln sich die Wasseradern dreier kleiner Bäche, von denen zwei in Kaskaden über die 30—50 m hohe Karstufe der zwei oberen kleineren Gehängkare herabstürzen. Der schön glaziale Boden der letzteren liegt in etwa 1810 m und das süd-

liche der beiden weist in dieser Höhe zwei kleine Meeraugen auf. Das größere davon (10 × 20 m) liegt inmitten einer typischen Rundbuckellandschaft.

Aus den oben beigebrachten Beobachtungen ergibt sich, daß das Repedetal am stärksten durch das Eis geformt wurde, obgleich sein Firneinzugsgebiet nicht so groß war wie im westlich benachbarten Bucuiescutale. Noch kleiner als in diesem war der dritte Talgletscher des Repedesystems, der in einem 300 m[1]) tief eingesenkten trogartigen Kar zwischen dem Vrf. Pusdreloru und dem Punkt 1940 des Hauptkammes seinen Anfang nahm. Das oberste Talglied ist zweifellos auf eine Strecke von etwa 1 km glazial ausgestaltet, hat breiten, steilwandigen Talboden, der wie alle glazialen Böden in den Karpaten von Almhütten eingenommen wird, und schönen Karschluß. Unterhalb 1300 m geht er in die enge, fluviatile waldreiche Schlucht herab.

Schon einige Male wurden Schuttmassen als Moränen angesprochen, die tiefer lagen als die glazialen Erosionsformen und die scheinbar in rein fluviatilen Schluchten eingelagert sind. Untersuchen wir das Haupttal nördlich des Punktes 927 m, wo die drei Quellbäche ineinander münden, genau, so finden wir weitere, sehr tief gelegene Schuttmassen, die als Grund- und Endmoränen mit großer Wahrscheinlichkeit anzusprechen sind. Wohl kann man in diesen Massen keine glazial geschrammten Blöcke finden, — das Material, vorwiegend geriefter Glimmerschiefer und Graphitschiefer, eignet sich wenig dazu, Schrammen aufzunehmen und zu behalten — und auch an ihrer petrographischen Zusammensetzung läßt sich die Moränennatur nicht feststellen, denn das heutige Flußeinzugsgebiet deckt sich mit dem des eiszeitlichen Gletschers. Als einzige Beweise für ihre glaziale Natur kann man den Mangel an Schichtung und die morphologische Gestaltung der Schuttmassen anführen: man hat es nicht mit gleichmäßig, alluvial aufgeschütteten Massen zu tun, sondern mit der unregelmäßigen, hügeligen Oberfläche, die für Grund- und Endmoränenlandschaften charakteristisch ist. An einigen Stellen, wo die Schuttmassen frisch angeschnitten sind, beobachtet man die halbgerundeten, wohlgeglätteten Blöcke ohne eine Spur von Schichtung — die verschiedensten Geröllgrößen sind regellos miteinander vermengt — in

---

[1]) Das Kar setzt vom Hintergehänge in 1570 m ab und geht auf der Höhe von 1430 m in die wilde, waldige, weglose fluviatile Schlucht über.

Grus und Sand eingebettet: die typische Akkumulationsart von Moränen. In 848 m läuft quer über das Tal ein Schuttwall, für den fluviatile Genesis vollständig ausgeschlossen ist. Der Wall, offenbar eine Endmoräne, umschließt eine kleine ebene Talweitung, die ich als Zungenbecken ansprechen möchte. Innerhalb derselben pendelt der Bach kraftlos hin und her, zerfällt in mehrere Adern, während er unterhalb nach Durchbrechung der Moräne in engem Tal in einem Arm vereinigt kraftvoll abströmt. Ist meine Deutung der tiefgelegenen Formen und Bildungen richtig, so hat der Repedegletscher zwar auch zur Zeit seines Maximums das enge Gebirgstal nicht verlassen, ist nicht bis Repedia, geschweige denn ins Borsatal vorgedrungen, hat aber immerhin 7 km Länge erreicht, also die Länge eines größeren heutigen Alpengletschers; er bestand aus drei Zuflüssen, von denen zwei je 5 km lang, der dritte fast 3 km lang waren; der eigentliche Gletscher, die schneebedeckten Talhänge nicht eingerechnet, bedeckte eine Fläche von über 8 km^2. Die durchschnittliche Mächtigkeit — die Schliffgrenze ist sehr schwer, manchmal gar nicht festzustellen — dürfte etwa 100 bis 150 m betragen haben, die mittlere Breite zirka 200 m; die Schneegrenze berechnet sich für das Maximum zu 1475 m, für die erste Rückzugsphase, die ich an die die Taltröge nach abwärts abschließenden Riegel knüpfte, mit 1750 m, für die zweite, der ich vor allem die Ausmodellierung der Gehängekare zuschreibe, mit 1850 m.

Die Täler an der Nordseite des Pietrosu (siehe Taf. XXII). Als ich die, wenn auch auffallenden, so doch spärlichen und unsicheren Moränenreste im Repedetale in 850 m zum erstenmal sah, wagte ich nicht, auf sie weitgehende Schlüsse zu stützen. Die weiteren Untersuchungen, die zur Entdeckung anderer so tief gelegener Gletscherspuren führten, bestärkten mich aber in der oben dargelegten Deutung. Diese Untersuchung betraf vor allem eine Reihe (drei) kleinere Täler, die an dem Nordabhange des Pietrosu steil und unmittelbar gegen das Vissótal herabziehen. Sie tragen auf der Karte 1 : 75000 nicht einmal selbständige Namen, mit Ausnahme des östlichen, dem auch von Zapałowicz[1]) und neuerdings wieder von Szilagy[2]) näher beschriebenen Tälchen Par.

---

[1]) Zapałowicz, l. c. 367—371.

[2]) Szilagy Zoltan, A Nagy-Pietrosz cirkusz völgyei. Földr. Közl. XXXV, 1907, 6—8.



Eiszeitliche Gletscherspuren in den Rodnaer-Alpen.

Pietrosu; ich nenne dieses das östliche Pietrostal, das westlich benachbarte und in das erstere mündende das westliche Pietrostal und endlich das an der NW-Seite der Pietrosspitze entspringende das Vremesiutal.

Das Vremesiutal. Dieses Tal besteht aus zwei, beim Punkt 848 m sich vereinigenden Quelltälern von gänzlich verschiedenem Charakter; das zeigt sich schon an der Stelle, wo an der Grenze des Paläogens gegen das Urgebirge, an dem großen Nordrandbruch der Rodnaer Alpen plötzlich das Hochgebirge einsetzt und sofort steil und schroff das weiche, sanfte paläogene Hügelland überragt. Das westliche Quelltal beginnt sofort mit einer Talstufe, so daß die Isohypsen gar nicht taleinwärts vorspringen, während im östlichen Nebental die Isohypsen weit taleinwärts vorspringen, damit eine wohlausgebildete fluviatile Furche verratend. Die Stufe des westlichen Vremesiutales setzt in 1130 m ein und geht erst in ca. 1385 m plötzlich in eine karartige Talweitung über, in der ich verschiedene Spuren von Seiten- und Endmoränen feststellen konnte. Natürlich hat von dem ebenen, grasreichen und weiten Karboden sofort das Hirtenvolk Besitz ergriffen und stehen auf ihm einige Almhütten. Der ebene Talboden — etwas sumpfige Wiese, die mit zahllosen Blöcken überstreut ist — ist am oberen Ende etwa 100 m, am unteren 200 m breit und im ganzen 500 m lang. Das Tal ähnelt außerordentlich dem ebenfalls einst vergletscherten Małałąkatale in der Tatra. Die Südwand erhebt sich schon unmittelbar und steil bis zum Hauptkamm in 2000 m empor. Allerdings scheint bei 1590 m einst ein kleines Kar bestanden zu haben; es ist dasselbe teils durch das Einschneiden des Baches, teils durch große Schuttkegelbildungen schon fast ganz vernichtet worden. Auch sonst gibt es in dieser Rückwand noch einzelne kleine Nischen, von denen ein Teil im Juli 1907 noch kleine Schneeflecken barg. Das östliche Vremesiutal weist im Gegensatz zum westlichen keinerlei Glazialspuren auf. Und nun wenden wir uns den beiden Pietrosutälern zu.

Das östliche Pietrosutal. Wenn man von Borsa direkt gegen Süden auf den Pietrosu zugeht, trifft man nach Durchquerung des paläogenen Hügellandes an dem großen, mehrfach erwähnten Bruch gegen das Urgebirge in ca. 900 m Höhe eine merkwürdige Talweitung. Das oberhalb enge Pietrosutal, in dessen Schlucht man bequem hineinsieht, dehnt sich hier im Flysch, kurz bevor es rechtwinkelig umbiegt, etwas aus, und wird dabei von zwei

Blockwällen flankiert, die dem Material wie der Form nach vollständig Moränen entsprechen. Dieselben schließen ein elliptisches, von Blöcken (als Grundmoräne zu deuten) überstreutes Becken ein, das offenbar als Zungenbecken aufzufassen ist: der Bach ist an dessen Ostseite gedrängt und durchbricht die zu Endmoränen sich zusammenschließenden Seitenwälle in 948 m Höhe. Sehr charakteristisch ist die Blockpackung dieser Wälle: die verschiedenartigen Gneisse und Gneisphyllite, ein blutrot verwitterndes poröses, scheinbar eruptives Material, sind unregelmäßig abgeschliffen, unregelmäßig und ohne Schlichtung abgelagert. Die Innenseite der Moränen ist etwa 20° geneigt, die Außenseite viel sanfter. Einzelne, auf dem Grunde des Zungenbeckens und auf den Seitenmoränen verstreute Blöcke erreichen über 10 m³ Volumen. Diese ganze Zungenbeckenlandschaft entspricht zweifelsohne den tiefliegenden Endmoränen des Repedetales; hier liegt sie 100 m höher entsprechend den bedeutend kleineren Dimensionen des Pietrosugletschers, der im Maximum 4 km lang war und ca. 3·7 km² Fläche deckte.

Der Weg talaufwärts führt eine Zeitlang auf der linken Seitenmoräne aufwärts, dann tritt man in die Talschlucht des Par. Pietrosu ein. Vielfach beobachtet man kleine spärliche Reste von Moränen, in 1480 m auf kleiner Weitung einen ungeheuren Quarzphyllitblock (4×3×10 m). Der obere Teil der Schlucht zeichnet sich dann durch mehrere kleine Wasserfälle und Katarakte aus, weist aber kaum Spuren glazialer Formengebung auf. Erst in 1550 m betreten wir schon oberhalb der Waldgrenze einen unteren Karboden (Zapałowicz' unterer Talkessel), der sich zu 300 m ausdehnt, von Wiesengrund eingenommen und im Süden von der mächtigen Karstufe eingefaßt wird, die zum oberen Kar steil emporführt und über die der Bach in tosendem Wasserfall herabstürzt. Auch hier sind die Felswände bis 1700 m deutlich unterschnitten, verraten also eine Gletschermächtigkeit von etwa 200 m. Der Boden des unteren Kares trägt die deutlichen Kennzeichen einer Rundhöckerlandschaft, noch schärfer ausgeprägt ist dieselbe auf dem Riegel der nächst höheren Karstufe, die sich 300 m emportürmt.

Hat man dieselbe endlich erklommen (1810 m), so steht man am unteren Ende eines höheren Kares, in dem sogar noch ein Meerauge erhalten ist, und zwar das größte in den Rodnaer Alpen. Zuerst quert man ein mit Knieholz bestandenes Sumpfgelände,

das von einzelnen Rundhöckern unterbrochen wird, und gelangt dann an den See in ca. 1870 m Höhe, hinter dem sich mächtige Schutthalden mit Schneeflecken am Fuße der Pietrosspitze türmen. Der See ist ziemlich rund mit einem Radius von ungefähr 50 m, dürfte kaum über 2 m tief sein und ist stark in Verschüttung begriffen. Das Kar, in dem der See liegt, ist das größte an der Nordseite des Pietrosu (Dimensionen ca. 500×200 m) und schön ausgerundet.

Das westliche Pietrosutal. Auch das westliche Nachbartal hat zahlreiche unverkennbare Spuren der eiszeitlichen Gletscherwirkung. In seinem obersten Karboden nimmt zwar heute kein See die tiefste Stelle der glazialen Wanne ein, sondern nur Schutt, aber die Karformen, speziell die Karwände, sind nichtsdestoweniger prächtig. Eine Stufe trennt den oberen Karboden in 1860 m von einem etwas tieferen in 1748 m. Eine weitere Stufe unterhalb 1700 m führt zum unteren Karboden, der hier in etwa 1610 m liegt. Bis zur Höhe von 1470 m behält der Talboden die Breite des obersten Kares und die typische U-Form. Erst unterhalb schneidet sich der Bach scharf in fluviatilen Formen ein, die glazialen Formen scheinen zu schwinden. Aber in 1320 m setzt am linken Berghang eine typische Seitenmoräne ein, ausgezeichnet durch die buckelige, wannenreiche Oberfläche und durch den Steilabfall an der Innenseite, die flache Böschung an der Außenseite. Bald trennt sich diese Moräne vom linken Talgehänge, nähert sich immer mehr der Talmitte, um endlich als regelrechte Endmoräne das Tal zu queren (in 1210 m). Im westlichen Pietrosutal wurde mehr Material ausgeräumt, die Moränen sind mächtiger, der Gletscher aber war kürzer als im östlichen Pietrosutal. Das hängt wohl nur mit dem präglazialen Formenschatz zusammen, indem das östliche Tal geradliniger und steiler war als das westliche und so dort den weiteren Vorstoß der Gletscherzunge begünstigte.

Valea Dragusiu (siehe Tafel XXII). Das dritte Talsystem, das sich in die Flanken des Verfu Pietrosu eingefressen hat, und zwar an dessen Westseite, ist das Valea Dragusiu, das wieder aus drei, in der Höhe von 850 m sich verbindenden Talästen besteht. Ich nenne sie (auf der Spezialkarte sind sie unbenannt und ich konnte ihre Namen nicht erfahren) nach den Berggipfeln, an denen sie ihren Anfang nehmen, Batrena- (das westliche), Bucuiesca- (das mittlere) und Rebrital (das östliche Tal). In allen diesen Tälern sind die schlüsse glazial umgeformt. Unter dem Hauptkamm liegen im

oberen Tal Batrena- und Bucuiescatal mächtige, etwa $1—1^1/_2$ km breite und ebenso lange Firnbecken. Das erstere ist wenig gegliedert, aber unzweifelhaft glazial ausgeweitet und zu einer Rundhöckerlandschaft abgehobelt; allerdings ist das Firnfeld nicht durch Stufen gegliedert, auch haben sich die heutigen Wasseradern schon ziemlich tief eingeschnitten und dadurch die Einheitlichkeit des Firnbodens vernichtet. Das Bucuiescafirnbecken ist das schönste dieser Art in den Ostkarpaten und wäre wert, detailliert topographisch aufgenommen zu werden, wie dies Bruhnes [1]) für typische morphologische Landschaften empfohlen hat. Zwischen den Gipfeln Bucuiesca (2066 m) und der dem Rebri im Süden benachbarten, etwa 2210 m hohen Spitze dehnt sich das ziemlich tief eingeschnittene, aber eher breite und flache als enge Firnfeld aus. Die Umrahmung ist steil unterschnitten; an ihren Wänden und steilen Gehängen kriechen mächtige Schuttmassen und „steinerne Meere“ herab. Der Boden des Firnfeldes besteht aus drei Querleisten, die durch zwei stufenartige Abfälle von einander getrennt werden. Alle drei Leisten haben aber einen wunderschön gerundeten und geschliffenen, durch zahllose Rundhöcker ausgezeichneten Boden, der, wie hier immer die Karböden, von einer größeren Almhütte besetzt wird. Er wird nur wenig von losem Material bedeckt und zeigt überall anstehenden Fels.

Die oberste Querleiste liegt bei etwa 1900 m, hebt sich scharf von der Umrahmung ab und trägt nur einen Schneefleck, der in einer kleinen Wanne liegt; es erweckt den Anschein, als ob sich der Schnee in das Gestein einbohren würde. Die zweite Querleiste liegt in 1800/1750 m, beherbergt noch einen kleinen See, der allerdings immer mehr vermoort. Die unterste Querleiste sinkt von 1630 m bis 1595 m herab. Darunter setzt die große Karstufe ein, die 200 m steil herabführt zu einem von der fluviatilen Erosion schon stark zerstörten Trog. In dem ganzen ehemaligen Firnfeld ist das hydrographische Netz sehr unvollkommen entwickelt: neben einzelnen Ansammlungen stehenden Wassers laufen hier in vielen Windungen vier Bäche nebeneinander, während sie alle unterhalb der Hauptstufe sich rasch in dem Hauptbache vereinigen.

Etwas abweichend ist der Talschluß des Rebritales ausgestaltet. Hier haben wir es mit einer Kartreppe zu tun: das Tal

---

[1]) Bruhnes J.: La méthode de l'échantillonnage topographique au service de la morphologie. Comptes Rendus IX, Congr. int. de Géogr. 1908, II 1910, 164—169.

zwischen 1250 und 1350 m hat die Gestalt eines glazialen Troges mit unterschnittenen Trogwänden und einem außerordentlich steilen, unwegsamen Trogschluß, über den der Bach in gewaltigen Kaskaden und Wasserfällen herabstürzt. Am besten ist dieser imposante Trogschluß von dem Szalas in 1430 m zu übersehen, an dem der einzige Fußpfad dieses Tales vorüberführt; die Tiefe des Troges beträgt ca. 250 m.[1]) Oberhalb der Trogwände verlaufen Tallängsleisten, offenbar die Überreste höherer Talböden, da sie sich oberhalb des besprochenen Trogschlusses in etwa 1610 m zu einem Karboden zusammenschließen. Dieser Karboden hebt sich ganz sanft bis auf 1620 m. Da, am hinteren Ende dieses Karbodens spaltet sich das Tal und in jedem Ast treffen wir, nachdem wir steile Karstufen erklommen haben, neuerdings auf hochgelegene Karböden; in beiden Quellgebieten liegen sie in etwa 1800 m (das westliche in 1775 m), so daß wir im Rebritale glaziale Böden in ca. 1250, 1650 und 1800 m antreffen.

Angesichts der prägnanten glazialen Formengebung in den Talschlüssen schien die Vermutung berechtigt, daß der Dragusiugletscher tief gereicht habe. Tatsächlich gelang es, eine Reihe von Bildungen zu entdecken, die mit Mittel-, Grund- und Endmoränen zu identifizieren, wenngleich nicht sehr prägnant entwickelt sind. Unterhalb der in jedem Tale sich wiederholenden trogartigen unteren Talstücke fand ich eine wohlgeformte, etwa 400—500 m lange, von 925 m auf 889 m herabsinkende Mittelmoräne, die dort einsetzt, wo das Bucuiescatal und Rebrital sich miteinander verbinden. Diese Mittelmoräne nimmt die Mitte des oben 120 m, unten nur 70 m breiten Tales ein und trennt die beiden Bäche, so daß sie in einem Talboden und doch eine Strecke lang getrennt nebeneinander fließen müssen. Bei 860 m erweitert sich das Tal zu einer wiesigen Ebenheit, die einem kleinen Zungenbecken sehr ähnlich ist; sie wird unten begrenzt von einer unregelmäßigen Akkumulationslandschaft, die die Deutung als Grund- und Endmoränenlandschaft zuläßt, wenngleich die Formen nicht so klar sind, diese Auffassung außer Zweifel zu stellen. Aber die Tatsache, daß wir ähnlichen Bildungen nun schon an drei Stellen be-

---

[1]) Unterhalb des Troges fand ich an einem Felsen in 1100 m den einzigen großen Glazialschliff in den Rodnaer Alpen: auf dem vollständig geglätteten Felsen laufen Rillen und Schrammen parallel in großer Zahl talabwärts. Die Glazialschliffe sind in den Rodnaer Alpen ebenso seltene Erscheinungen wie in der Tatra.

gegnet sind und noch im weiteren begegnen werden, und zweitens die Tatsache, daß diese Bildungen sich mit echten Schotterterrassen verknüpfen, wie dies bei den fluvioglazialen Bildungen zu besprechen sein wird, lassen eine andere Deutung nicht zu.

Der Dragusiugletscher nahm eine Fläche von 11·5 km^2 ein, hatte im Maximum eine Länge von 4·5 km; die glaziale Schneegrenze berechnet sich zur Zeit des Maximums auf 1350 m, zur Zeit der beiden Rückzugsphasen auf 1700 und 1850 m.

Das Nieguiescutal. Alle weiteren östlichen Täler der Nordabdachung der Rodnaer Alpen waren in der Eiszeit vergletschert und tragen in ihrem heutigen Landschaftsbilde deutliche Spuren der formgestaltenden Wirkung der Gletscher. So lag im Nieguiescutale, das am Hauptkamm zwischen Vrfu Pusdreloru (2191 m) und dem Vrfu Galatiului (2057 m) seinen Anfang nimmt, ein Gletscher von unbekannter Länge, dessen Einzugsgebiet sich aus einigen größeren Karen zusammensetzte. Der Boden des untersten Kares liegt in 1450 m und hat einige Almhütten an sich gelockt. Bald aber erheben sich ringsum Stufen, relativ sanft in der Höhe von 1510—1560 m, dann aber, in der Höhe von 1560—1610 m steil, geziert mit zahlreichen kleinen Wasserfällen der getrennt neben einander fließenden Bäche. Daran schließt eine ganz unregelmäßige, stark zertalte Buckellandschaft an, die einem höheren Kar- und Firnboden entspricht, der erst in 1720 m Höhe wieder durch eine steile Stufe unterbrochen wird. Schon der mittlere Boden zieht sich als schmale Leiste unter dem Pusdreloru gegen Westen hinein. Noch mehr schmiegen sich an dessen pyramidale Spitze die beiden höchsten, kleineren Leisten, deren eine in 1820 m liegt und drei kleine Meeraugen birgt, während die obere in 1910 m nur mehr einen einzelnen kleinen Teich beherbergt.

Wie weit der Nieguiescugletscher nach Norden gereicht hat, wissen wir nicht. Dieses untere Tal ist besonders wild und ungangbar; überdies herrschte beide Male, als ich diese fluviatile Schlucht untersuchen wollte, so schlechtes Wetter, daß ich mein Vorhaben aufgeben mußte. Aber nach seinen beiden Nachbarn zu urteilen, dürfte das Eis bis 950 m herabgekommen sein. Interessant erscheint uns der Nieguiescugletscher besonders dadurch, daß wir hier eine in den Karpaten seltene Transfluenz feststellen können. Der Nieguiescugletscher erhielt auch Nahrung aus dem kleinen, unter der Galatiuluispitze gelegenen Kare, das zwei Meeraugen enthält, seine Haupteismasse ins Cimpoiesatal (siehe

nachstehend), einen Nebenarm aber über den ausgeschliffenen Fati Misi-Rücken westwärts ins Nieguiescutal schickte. Die Form und die Höhe des überflossenen Passes zeugen hievon.

Das Cimpoiesatal. Wieder ein klassisches Tal für glaziale Studien in den Rodnaer Alpen. Der Cimpoiesagletscher bezog seine Eismassen aus drei Talschlüssen. Den einen haben wir erwähnt: es ist das mit zwei kleinen Meeraugen gezierte Kar am Nordabhange des Vrfu Galatiului, von dem eine Zeitlang auch Eismassen nach dem Westen zum Nieguiescutale abgingen. Der Karboden in 1750 m senkt sich mit einer Karstufe zum oberen trogartigen Cimpoiesatale; dieses geht dann ohne scharfe Grenze in eine fluviatile Schlucht über, die in das Haupttal, das vom Passe zwischen Galatiului (2057 m) und Muntelu Kailor (1945 m) herabkommt, in etwa 1100 m einmündet. Dieses Haupttal beginnt mit einem der schönsten und größten Kare der Rodnaer Alpen, das 800—1000 m lang und etwa 500 m breit ist; der Boden ist im ganzen eben, wenn auch im einzelnen gewellt. Im Hintergrunde des Kares erscheint der Kamm stark abgeschliffen und abgeflacht, und zwar sowohl an der Nord- wie an der Südseite: der Formenschatz legt den Gedanken nahe, daß der Hauptkamm an dieser Stelle von einem Plateaugletscher eingenommen wurde, der erst im Kar sich zu einem Talgletscher umgestaltete. Auf die erosive Wirkung des vom Plateaugletscher zum Kargletscher sich herabsenkenden Eisarmes ist wohl auch die ganz ausnahmsweise tiefe Einschartung im Hintergrunde des Cimpoiesakares zurückzuführen, die auf 1800 m herabgeht, während sonst kein Paß in den Rodnaer Alpen sich auf 1900 m herabsenkt. Der steile Kalkfels auf dem Muntelu Kailor scheint als Nunatakr den Plateaugletscher überragt zu haben und von ihm unterschnitten worden zu sein.

Talabwärts bricht das obere Cimpoiesakar in gewaltiger, außerordentlich steiler und fast 350 m hoher Karstufe ab: der Fußsteig klimmt in Serpentinen herab, zahlreiche Felsbuckel, die das Eis zu Rundhöckern geschliffen hat, heben sich auf der Stufe heraus. Von der Stufe blickt man in das schöne und wohlausgebildete Trogtal des mittleren Cimpoiesatales herab, das um so imponierender aussieht, als es an der Ostflanke von den mauergleichen Felswänden der Piatra Rei (1696 m) überragt wird. Die Piatra Rei ist nach Zapałowicz[1]) ein Aufbruch von kristallini-

[1]) Zapałowicz, l. c., 376—378.

Teil (Kulmination Ineu 2280 m), und war auch kräftig vergletschert. Schon Lehmann hat hier einzelne Spuren des Laliigletschers gesehen: ich konnte seine Beobachtungen in diesem Tale erweitern und drei andere große Gletscher, den Bistritza-, den Putreda- und den Ineuluigletscher feststellen.

Das Bistritzatal. Wie erwähnt, entwickelte sich im Quellgebiete der Goldenen Bistritza der breiteste Rodnaer Gletscher: mächtig sind die Spuren, die er im Formenschatze der Landschaft zurückließ. Gerade dieser Formenschatz belehrt uns aber, daß wir es hier mit einer Art von Plateaugletscher zu tun haben. Das oberste Bistritzatal ist keine Talschlucht, wie man sie in der Nähe der Quelle in einem 2000 m hohen Gebirge erwarten würde, sondern ein welliges Hochplateau, dessen mittlere Höhe etwa 1600 m beträgt. Der Fluß hat in dieses Plateau noch nicht nennenswert eingeschnitten. Im Süden, Südwesten und Südosten umgeben steile Felsenwände in karartiger Umrahmung die Hochmulde; besonders schön sind die übersteilen Nordwände des Vrfu Gargaleu (2160 m), über die herabzukommen schon eine kleine Kletteraufgabe ist; hier liegt auch eine deutliche, karartige Mulde. Kleiner sind die Felswände an der Ostflanke des Muntelu Kailor (1945 m). Nach allen übrigen Seiten ist die Hochmulde mehr oder weniger offen.

Die auf diese Weise eingerahmte Hochfläche war ganz vom Eise bedeckt, d. h. auf einer Fläche von 3·5 km Länge und 1·5 km Breite lag eine zusammenhängende, bewegte Plateaueismasse. Ihre morphologischen Wirkungen erkennen wir in der allgemeinen Zuschleifung der Formen, in den zahlreichen, kleinen, heute noch zum Teil (in fünf Fällen) von stehendem Wasser eingenommenen Felsbecken, endlich in der merkwürdigen dezentralisierten Hydrographie der Hochmulde. Die drei Hauptbäche derselben winden sich in unendlich vielen Windungen und Serpentinen, parallel zueinander, auf der Hochfläche herab. Das Eis dieses Plateaus scheint nach verschiedenen Seiten abgeflossen zu sein: sicher ist dies von einem Arm, der in das Funtinital herabging und einem zweiten, der nach Osten gegen das Putredatal herabstieg.

Das Putredatal.[1]) Dieses Tal beherbergte zum Unterschied von dem eben besprochenen wieder einen typischen alpinen

---

[1]) Siehe zu diesem und folgendem Spezialkarte 1 : 75.000. Z. 15 C. XXXII Kirlibaba.

Gletscher. Das Tal, das in zirka 1170 m in das Tal der Goldenen Bistritza mündet, zerfällt im Quellgebiete in zwei Arme. In beiden finden sich unzweifelhafte Spuren glazialer erosiver Tätigkeit. Sowohl an der West- wie an der Ostseite des Rückens, 1643 m, der von der Cisia (2061 m) herabsteigt, liegen ziemlich schmale (200—300 m breit), aber lange (1·5 km) und typische Tröge mit wohlunterschnittenen Trogwänden. Der westliche Trog, der oberhalb einer ziemlich hohen Stufe in 1350 m einsetzt und ganz sanft (der Bach pendelt auf dem ebenen Trogboden träge hin und her) sich zu 1500 m Höhe erhebt, empfängt zur Linken drei in Stufenmündungen mündende Zuflüsse aus drei Karen, von welchen das südliche am Vrfu Omului (2135 m), das mittlere am Vrfu Clai (2119 m) und das nördliche am Südabhange des Gargaleu eingefressen ist. Das Omuluikar, dessen Boden in 1700 m liegt, hat gegen den Trog hin eine 200 m hohe, teilweise schon zerfressene Stufe. Der Karboden selbst ist sehr eben und breit und ist ganz zu einer Rundhöckerlandschaft umgewandelt. Merkwürdig ist die Hydrographie; mehrere parallele Bäche sind durch kaum merkliche Wasserscheiden voneinander getrennt, auch einige Seen bestanden hier, der größte bildet heute noch einen 200 × 40 m großen, recht nassen Sumpf. Auch das Claikar liegt in 1700 bis 1800 m Höhe wie das Omuluikar und ist typisch unterschnitten. Das SW-Gargaleukar ist nur mehr eine kleine, unbedeutende Karnische.

Das östliche Putredatal ist einfacher gebaut: hier hängt nur an der Flanke des schon beschriebenen Troges ein echtes schönes Gehängekar. Über dem Rücken 1643 m anastomosierten wohl die beiden Quellgletscher des Putredatales. Der Rücken erscheint ganz abgehobelt. Weiter unterhalb verbanden sich beide Gletscher einst noch einmal und wurden nur durch eine große Mittelmoräne, die wohl erkennbar ist, voneinander getrennt (1300—1250 m).

Hingegen konnte ich wegen eines plötzlich eingetretenen, aber länger andauernden Unwetters in diesem Tale keine Endmoränen feststellen. Ich vermute, sie liegen etwa in 1200 m.

Das Ineululuital. Der glaziale Formenschatz dieses Tales weist auf einen einheitlichen, unverzweigten Eisstrom hin. Nach dem fluviatilen bewaldeten Teile des untersten Tales erweitert sich dieses in 1350 m zu einem trogartigen Talstück von 800 m Länge, 500 m Breite, in dem der Bach mäandrierend und wenig eingeschnitten dahinfließt. Die Trogwand ist besonders an dem

Ostgehänge sehr steil, der Trogrand scharf. Dann setzt in 1450 m eine schon vom Bach durchrissene, nicht einfache Stufe ein, die zu 1550 m emporsteigt. Über die Stufe stürzen mehrere Bäche getrennt in Kaskaden herab. Oberhalb schließt sich das Tal zu einem zweistufigen Karboden zusammen, dessen Stufen in 1600 und 1720 m liegen und an das sich ein kleines Kar an der Nordwestseite des Ineul noch in 1860 m Höhe anschließt.

Das Laliital. Dieses Tal, das einzige, aus dessen glazialen Zügen Lehmann vor 20 Jahren mit voller Bestimmtheit den Schluß auf die eiszeitliche Vergletscherung des Rodnaer Gebirges zog, ist das östlichste der einst vergletscherten Rodnaer Täler. Die Beobachtungen Lehmanns waren insofern bedeutsam, als auf sie gestützt eben Penck und Partsch die Hebung der glazialen Schneegrenze ostwärts auch für die Karpaten behaupteten (Lehmann nahm als eiszeitliche Schneegrenze 1820 m an). Ich hatte schon 1907 Gelegenheit festzustellen, daß Lehmanns Beobachtungen zwar richtig, aber unvollständig seien. Der Laliibach mündet nach 11 km langem Laufe in zirka 1020 m in die Goldene Bistritza. Der unterste Talabschnit bis 1110 m ist ziemlich breit, trotz des nicht unbedeutenden Gefälles zu beiden Seiten stark verfilzt, so daß Knüppelwege durch das Tal geführt werden mußten. Dann verengt sich das Tal, die Gehänge verschneiden sich kulissenförmig, haben aber einheitliche, ungebrochene Profillinien, keine Gehängeknicke. Bei 1270 m beginnt das Gefälle größer zu werden und der Bach wird stürmischer. Bis zur Klause in 1300 m sieht man noch keine glazialen Spuren. Dann erklimmt man einen 45 m hohen, steilen Wall, der oben ziemlich eben ist und sich scharf vom Gehänge absetzt: wir haben die End-, respektive Seitenmoräne des Laliigletschers aus der Zeit des Maximums seines Vorstoßes erreicht (1350 m). Durch diesen Wall, der sich weit aufwärts zieht, bricht der Bach in enger Schlucht durch. Dann verliert sich der Wall am Gehänge und in 1420 m weitet sich das Tal plötzlich aus, wird von ebenem Wiesenboden erfüllt und wenn auch an den Rändern von Schutt verkleidet, ist die Trogform dieses Talstückes außer Zweifel. Die Wände sind steil unterschnitten unterhalb der sanfteren präglazialen Formen, das Talprofil ist typisch U-förmig. Bis 1490 m ist der Trog ziemlich ebenbödig, wiesig, dann wird er unregelmäßig steiler und felsig, das Wasser bildet Schnellen und wieder erscheint Wald; endlich bei 1580 m setzt die eigentliche Hauptstufe ein, ist zwar stark

zerschnitten, aber immerhin eine schöne Form mit Wasserfällen. Lehmann hat hier in 1620 m undeutliche Schuttwälle als Moränen gedeutet, wohl mit Recht. Der hintere Talkessel des Laliitales wird von einer Kartreppe eingenommen. Der untere Karboden mit dem zwar in einer Felswanne gelegenen, aber durch Moränen etwas gestauten See liegt nach Lehmann in 1840 m, nach meiner Messung in 1820 m. Der See ist ungefähr viereckig, 100 m lang und erhält sich deshalb, weil der Hauptbach westlich an ihm vorüber- und nicht durch ihn durchfließt, so daß die Umrahmung des Seebeckens nicht zerfressen wird; der Zu- und Abfluß des Sees ist ganz gering. An der Südseite des hübschen Sees erhebt sich eine steile, aber nur 100 m hohe Stufe, hierauf betritt man den oberen Karboden in 1940 m, der auch einen kleinen See birgt, hauptsächlich aber erfüllt ist von einer Rundhöckerlandschaft und großen Schuttmassen. Darauf folgt schon unmittelbar die Hinterwand des Tales, die zum Ineul (2280 m), zum Paß (2080 m) und zum Vrvu Rosu (2225 m) emporführt.

Auf Grund vorstehender Beobachtungen über die östlichen Rodnaer Alpen können wir folgende Werte für die eiszeitlichen Gletscher feststellen:

	Maximale Länge	Maximaler Flächeninhalt	Schneegrenze im Maximum	Schneegrenze im I. Rückzugstadium	Schneegrenze im II. Rückzugstadium
Bistritzagletscher . .	5300 m	6·2 km²	1570 m	1700 m	—
Putredagletscher . .	4300 m (?)	6·6 km² (?)	1600 m	—	1800 m
Ineululuigletscher . .	3000 m (?)	2·5 km²	1675 m	1650 m	1800 m
Laliigletscher . . .	6000 m	3·15 km²	1660 m	1650 m	1900 m

3. Die Vergletscherung der Südseite der Rodnaer Alpen.

Überraschend ist die Tatsache der außerordentlich geringen, wenigstens gering individualisierten Vergletscherung der Südseite der Rodnaer Alpen. Während wir auf der Nordseite 12 Gletschersysteme mit 16 Einzelgletschern studiert haben, kennen wir von der Südseite nur ganz wenige karähnliche Bildungen, keinen wirklichen Talgletscher. Dadurch entsteht auch im heutigen Landschaftsbilde eine bemerkenswerte Asymmetrie des Hauptkammes: im Norden die zahllosen, felsigen Nischen mit ihren übersteilen

Wänden, im Süden eine ganz tafelglatte, einheitlich pultartige Abdachung des Gebirges, das hier wenig gegliedert, wohl steil, aber nicht übersteil ist. Die wenigen Punkte, an welchen ich irgendwelche glaziale Spuren entdecken konnte, will ich im folgenden anführen. Es scheint, daß während des Maximums der Eiszeit die ganzen, noch vom Präglazial her sehr wenig gegliederten Südabhänge der Rodnaer Alpen von einem zusammenhängenden Eismantel bedeckt waren, der bis zu unbekannter Tiefe herabsteigend, wenig modifizierend auf die Unterlage gewirkt hat, weil ihm die präglaziale Formengestaltung keine Angriffspunkte hierzu bot. Eine Individualisierung der Eisströme, die zur Ausarbeitung von Detailformen führte, fand nur selten statt. Im Cormajatale südlich des Vrfu Repede sieht man im obersten Tale ein trogartiges Talstück; oberhalb desselben in 1800 m liegt ein kleines Kar, dessen Boden recht schief ist. Da gibt es keinen See und keinen dauernden Bach. Sonst, so im benachbarten Aniesmicatale, gehen die typischen Quelltrichter bis an den Hauptkamm hinauf. Eine weitere kleine karähnliche Bildung liegt an der Ostseite des Vrfu Repede in zirka 1860 m.

Der Vermutung, daß am Muntelu Kailor ein Plateaugletscher lag und einen Kalkfelsen als Nunatakr umfaßte, habe ich schon Ausdruck verliehen (siehe Compoeisatal, Abschnitt II). Eine winzige, aber reizende, sehr interessante Glazialform beobachtete ich an der Südseite des Cisiarückens in den östlichen Rodnaer Alpen: es handelt sich um ein Kar in statu nascendi. Die Prädisposition für das kleinere Kar, dem sich ein Trog und ein Moränenfeld anschließt, scheint ein Quelltümpel oder eine Schneegrube gebildet zu haben. Daran anknüpfend entwickelte sich hier jedenfalls erst zur Zeit des Gletscherrückzuges ein kleiner individueller Gletscher und schuf einen vollständigen Gletscherformenkomplex. Das kleine Kar (100 × 250 m) hat eine typische Hinterwand (80 m hoch), die am Fuße mit kleinen Schutthalden verkleidet ist. Der ebene Karboden ist selbst an den Flanken 30 m eingefressen, zeigt eine hübsche Rundhöckerlandschaft, eine Reihe abflußloser Wannen, von denen einige von stehendem Wasser erfüllt sind. Unterhalb des Kares hat die Form eine starke Einschnürung; hier grenzt das Einzugsgebiet an das Abschmelzungsgebiet, hier kann man nach Heß[1]) die Schneegrenze mit großer Genauigkeit feststellen:

---

[1]) Heß, Die Gletscher. Braunschweig 1904, p. 69—70.

sie liegt hier in 1830 m. An dieser Stelle liegt auch eine kleine Endmoräne aus einer Rückzugsphase. Sie ist etwa 10 m hoch und staut drei kleine Becken ab.

Hieran schließt sich das Zungenfeld des kleinen Gletschers, das 70 m lang und nur 5 m übertieft ist (eingetieft in dem Plateau). An beiden Flanken verlaufen zwei Ufermoränenwälle, getrennt vom Plateau durch kleine Rinnen, welche die Gletscherwasser auswuschen. Zwischen den inneren Ufermoränen lag die Zunge; hier haben wir heute 4—5 Rillen, die subglazial entstanden sind. In 1730 m hören alle diese Bildungen auf und brechen an steilen Talwänden ab. So klein die ganze Form ist (Gesamtlänge 320 m), so enthält sie alle Elemente des glazial modifizierten Tales und macht ganz den Eindruck eines Modells. Damit sind aber auch alle Gletscherspuren auf der Südseite der Rodnaer Alpen, die mir bisher bekannt geworden sind, erschöpft. So bleibt uns jetzt nur noch ein kurzer Überblick übrig.

4. Zusammenfassendes über die Rodnaer Alpen.

Aus unseren oben angeführten Beobachtungen ergibt sich also, daß das Rodnaer Gebirge sehr zahlreiche glaziale Züge in seinem Formenschatze aufweist; aus denselben kann auf eine ausgedehnte eiszeitliche Vergletscherung des Gebirges geschlossen werden. Heute halten sich hier nur ganz ausnahmsweise einige Schneeflecke. Es erschien weiterhin gerechtfertigt, das Hauptgewicht auf die morphologischen Züge der Eiszeit zu legen, wenngleich den geologischen, nämlich den Moränenbildungen, gleichfalls volle Aufmerksamkeit gewidmet wurde. Die Beobachtung letzterer allein hätte uns den tatsächlichen Sachverhalt kaum entziffern lassen. Es fand sich, wenn auch en miniature, die ganze, vor allem die in dem epochalen Werke Pencks und Brückners über die Eiszeit in den Alpen nachgewiesene glaziale Topographie auch in den Rodnaer Alpen von den Karen und Trögen angefangen bis zu den Stufenmündungen, dem Riegelbau und den Wasserfällen wieder. Nur war die erosive Kraft der Gletscher hier offenbar eine so geringe, daß mit Ausnahme der Kare wir vergeblich nach Becken suchen, die doch für die alpinen Täler so bezeichnend sind. Es gelang, drei Phasen des Gletscherstandes auszuscheiden: ein Maximum mit einer Schneegrenze durchschnittlich in 1550 m und zwei Rückzugsphasen mit den respektiven

Schneegrenzen in ca. 1700 und 1850 m. Eine Parallelisierung dieser Phasen mit den übrigen in den Karpaten nachgewiesenen Vergletscherungen will ich vorläufig unterlassen, umsomehr einen Vergleich mit den Alpen. Bezüglich der Schneegrenze unterliegt es nach alledem keinem Zweifel, daß Lehmanns Angabe nur die Schneegrenze der letzten Eiszeitphase hier betrifft. Daher fallen auch die auf dieselbe begründeten Vermutungen und Berechnungen Pencks und Partschs weg. Sicherlich ist der Anstieg der Schneegrenze in den Karpaten kontinentwärts, wenn er überhaupt tatsächlich ist, ein minimaler. Daher müßte es nicht aussichtslos erscheinen, auch in anderen benachbarten, nicht 2000 m hohen Gebirgen nach Gletscherspuren zu suchen. Davon im Folgenden. Umstehend gebe ich noch eine tabellenmäßige Zusammen stellung einiger der wichtigsten, die 11 eiszeitlichen Gletschersysteme der Rodnaer Alpen betreffenden Daten und Berechnungen.

Aus den nachfolgenden Zusammenstellungen möchte ich nur auf zwei die Schneegrenze betreffenden Erscheinungen aufmerksam machen. Vor allem steht fest, daß die Schneegrenze um fast 300 m tiefer anzusetzen ist, als dies Lehmann angenommen hatte und nicht höher emporsteigt als in der Tatra in den Westkarpaten. Zur Erklärung dieser Tatsache könnte man auf die lokalen klimatischen Verhältnisse hinweisen, die zur Eiszeit wohl hier herrschen mußten und die entgegengesetzt den Verhältnissen in den transsylvanischen Alpen (De Martonne) von den heutigen bedeutsam abgewichen haben müssen. Das über der glazialen nordosteuropäischen Eiskalotte gebildete barometrische Maximum veranlaßte wohl über den Ostkarpaten Nordost- und Ostwinde (Geinitz etc.), deren Tatsächlichkeit sich übrigens aus den norddeutschen (Solger, Lehmann, Jentzsch u. a.) und polnischen (Romer, Friedberg) Dünenlandschaften ablesen läßt. Die Winde, die kalt und absolut trocken waren, strichen über die feuchten subkarpatischen Dniestrniederungen, auf denen sich im Diluvium große Sumpflandschaften und Stauseen gebildet hatten (Rudnicki, Romer). Da sie in südlichere Gegenden wehten, erwärmten sie sich, sogen von den Dniestrlandschaften viel Feuchtigkeit auf und prallten nun an das ostkarpatische Gebirge als relativ feucht-warme Winde, die ihren Wasserdampf beim Überschreiten des Gebirges kondensieren mußten. Wir glauben also nach dieser Hypothese annehmen zu dürfen, daß die Depression der glazialen Schneegrenze in den Ostkarpaten (Czernahora 1400 m, Marmarosch 1450—1500 m,

Name des Systems	Länge in m			Flächeninhalt in ha			Schneegrenze			End-moränen	Trog-talstücke	Kare		Exposition
	im Maximum	I. Rückzugsphase	II. Rückzugsphase	im Maximum	I. Rückzugsphase	II. Rückzugsphase	im[1]) Maximum	I. Rückzugsphase[2])	II. Rückzugsphase[2])			untere	obere	
	durchschnittlich													
I. Repedesystem	7400	2100	900	1977	1181	431	1475 (100)	1750	1850	870	1450	1700	1850	N
1. Valea Bucuiescu . .	6300	1700	1000	811	465	280	—	1750	1900	870	1560	1700	1880	E
2. Valea Repede . . .	7400	2100	800	974	610	151	—	1750	1850	870	1400	1700	1800	NE
3. Negriasa	5300	1900	—	192	106	—	—	?	?	870	1400	—	—	NW
II. Vremesiutal	1500	600	—	62	40	—	1600 (30)	?	?	1380	1450	1650	—	N
III. Pietrossystem	4300	1800	1000	370	213	123	1410 (50)	1700	1850	950	—	1580	1850	N
1. Das westliche Tal .	3400	1400	900	180	95	56	—	1700	1850	950	—	1610	1860	N
2. Das östliche Tal . .	4900	1800	1100	190	118	67	—	1650	1850	950	—	1550	1850	N
IV. Dragusiusystem	5200	1900	1000	1142	308	213	1350 (100)	1700	1850	860	1400	1600	1800	NW
1. Bucuiescatal	5200	1900	1100	730	134	95	—	1700	1850	860	1400	1600	1800	NW
2. Rebrital	3700	1900	800	412	174	118	—	1700	1850	860	1300	1610	1800	NW
V. Nieguiescutal	3700 (?)	1300	700	487	398	202	1500 (50)	1600	1900	—	1450	1610	1820	N
VI. Cimpoiesatal	3500	1800	1100	392	(201)	201	1495 (50)	?	1800	1040	1400	—	1700	N
1. westliches	3500	1800	1200	140	?	80	—	?	1800	1040	1500	—	1750	N
2. östliches.	3500	1800	1000	252	?	121	—	?	1800	1040	1300	—	1700	N
VII. Valea Funtini	3400	1800	—	274	185	?	1470 (50)	1600	?	1250	1400	1600	—	N
VIII. Bistricasystem	5000	1300	—	711	560	?	1570 (40)	1700	?	1300(?)	1600[3])	—	—	N
IX. Putredasystem	4300	2000	1000	963	852	314	1600 (60)	?	1800	1200(?)	1400	1700	—	N
X. Ineuluisystem	3000	1100	400	224	168	56	1675 (50)	1700	1900	?	1350	1600	1860	N
XI. Laliisystem	6000	1600	800	431	190	118	1660 (60)	1700	1900	1350	1450	1620	1840	N
Alle Systeme mit 16 Einzelgletschern	Max. 7400 Min. 3000	2100 1100	1200 400	7033	4296	1658	1550	1700	1850	860— 1380	1300— 1500	1600— 1800	1700— 1950	N

[1]) Nach Kurowskis Methode auf Grund der beigefügten Karten berechnet, wobei die ungefähren mittleren Mächtigkeiten der Gletscher nach morphologischen Indizien in der Natur, nach dem Flächeninhalt und der Länge der Gletscher eingeschätzt wurden. (Die Mächtigkeiten in Klammern beigesetzt.) — [2]) Nach den Karböden und der mutmaßlichen Mächtigkeit der Kargletscher geschätzt. — [3]) Höhe des Plateaus.

Rodnaer Alpen 1550 m) den lokalen klimatischen Verhältnissen der Eiszeit, die hier von den heutigen grundsätzlich abweichen, zuzuschreiben ist. Windrichtung und Feuchtigkeitsverhältnisse stimmten mit den heutigen Verhältnissen nicht überein. Hingegen möchte ich die gegen Westen bemerkbare Senkung der glazialen Schneegrenze in den Rodnaer Tälern, die man aus der nebenstehenden Tabelle entnehmen kann, lokalen orographischen Ursachen zuschreiben, indem es besonders die steilen und mit großen Einzugsgebieten ausgestatteten Täler (Repede, Dragusiu) sind, deren Eiszunge so tief abwärts vorstieß (unter 900 m) und die daher eine merkliche Erniedrigung der Schneegrenze aufweisen.

III. Die kleineren, einst vergletscherten Gebirgsgruppen nördlich der Rodnaer Alpen.

Über das im allgemeinen nur bis zu 1500—1600 m reichende Rücken- und Gipfelniveau der Marmarosch ragen in dem Gebiete zwischen den Rodnaer Alpen und dem galizisch-ungarischen Grenzgebirge, der Czernahora, einzelne Gebirgsgruppen empor, die ihre Höhe vorwiegend der größeren Widerstandsfähigkeit des Materials verdanken, aus dem sie bestehen: es gilt das von den Eruptivgipfeln der Trojaga (1939 m), des Farcheul (1961 m), des Michaileucul (1923 m) und des Bogdaner Pietros (1784 m), weiters vom Pop Iwan, der aus harten, quarzreichen Gneisen besteht, und dem Pietrosul (1854 m), der aus sehr widerstandsfähigen kretazischen Quarzkonglomeraten besteht. Sie alle waren vergletschert und der glaziale Formenschatz des Landschaftsbildes ist so typisch, daß er weithin leicht zu erkennen ist. Zapałowicz hat öfters die betreffenden Formen beiläufig erwähnt, was von seiner scharfen Beobachtungsgabe zeugt, ohne diese Formen als glaziale Bildungen zu deuten: ja er erklärte ausdrücklich, daß er eine Vergletscherung der vielfach erwähnten Talkessel (Kar- und Trogbildungen) für unwahrscheinlich halte.

Die Trojaga.[1]) Die Trojaga ist ein hoher Gebirgsknoten, zu dem die Kämme strahlenförmig von allen Seiten, schließlich in drei Rücken konzentriert, zusammenschließen. Diese Rücken, die aus Andesit aufgebaut sind,[2]) der wahrscheinlich zwischen dem älteren und jüngeren Tertiär emporquoll, erheben sich steil aus

[1]) Siehe Spezialkarte 1 : 75000, Z. 15, C. XXXI, Felső-Vissó.

[2]) Zapałowicz, l. c. 506—511.

den fast 1000 m niedrigeren Tälern, sind aber trotz der Steilheit (öfters 60 %) ganz mit Rasen bedeckt. Auf der Südseite des Berges konnte ich keine Glazialspuren auffinden: ohne Stufe steigen die engen, im Profil V-förmigen Talböden der Quelltäler des Sucului steil empor, sowohl auf der Südwest- wie Südostseite des Hauptgipfels. Um so hübscher erscheint uns das Kar an der Nordostseite der Trojaga, wenn wir es von der Höhe zwischen Lunca Ciasa (1650 m) und Trojaga aus betrachten (s. Fig. 1). Es ist ein Doppelkar, das aus einer kleinen, aber typischen Osthälfte (50 × 60 m) und einer westlichen Hälfte sich zusammensetzt. Der Boden des Ostkares liegt in 1670 m und weist die Reste und Spuren eines kleinen, zwischen Rundhöckern gelegenen Meerauges auf; eine zugeschliffene Stufe trennt diesen Boden von dem tieferen westlichen. Die Karhinterwände sind ausnehmend steil, aber nur bis zur Hälfte der Höhe glazial unterschnitten. Die Kartreppe unterhalb führt ziemlich steil 300 m herab (bis 1390 m).

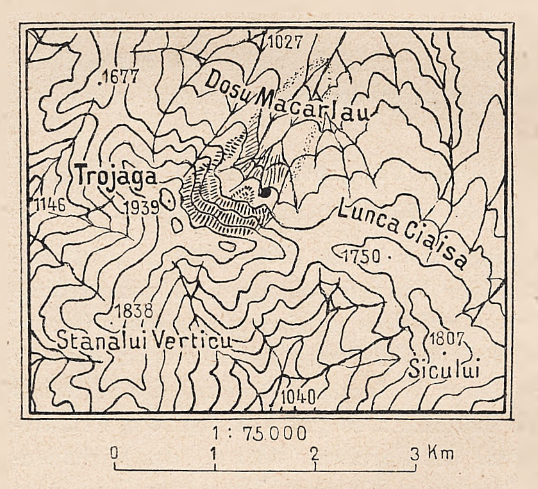


Fig. 1. Eiszeitl. Gletscher der Trojaga.

Unterhalb dieser Karstufe mündet in unser Tälchen von links ein weitbodiges Tal, in dem sich wohl auch Eismassen sammelten, wenngleich keine Kare dort vorhanden sind. Die vereinigten Eismassen erzeugten wieder eine kleine Stufe und ein trogartiges Becken, das einem kleinen Zungenbecken sehr ähnlich sieht (1250 m). Unterhalb laufen auch um das Becken Moränenwälle. Unterhalb des Platzes, wo die Moränen das Tal kreuzen, verengt sich das bisher breite Tal plötzlich schluchtartig, wird rein fluviatil. Während der zwei Glazialphasen, die wir auch hier wieder feststellen konnten, reichte das Eis bis 1200 m, respektive 1690 m, so daß die Länge des Gletschers 1800 m, respektive 300 m beträgt; die Schneegrenze lag ungefähr in 1460 m im Maximum der Eiszeit, in 1700 m während des Rückzuges.

Nicht verschweigen möchte ich, daß, wenn auch auf der Südseite keine Glazialspuren vorhanden sind, doch zwei jüngere Erosionsepochen festgestellt werden können. An der Mündung des Securuluibaches in den R. Cisla hat der Bach drei hübsche Schuttkegel ineinandergeschachtelt. Auf dem untersten, dem alluvialen, liegt zum Teil das Dorf Borsabanya, auf den beiden höheren diluvialen der andere Teil desselben. Die Parallelisierung der glazialen Formen der Nordseite mit den fluviatilen Formen der Südseite ist allerdings direkt nicht möglich.

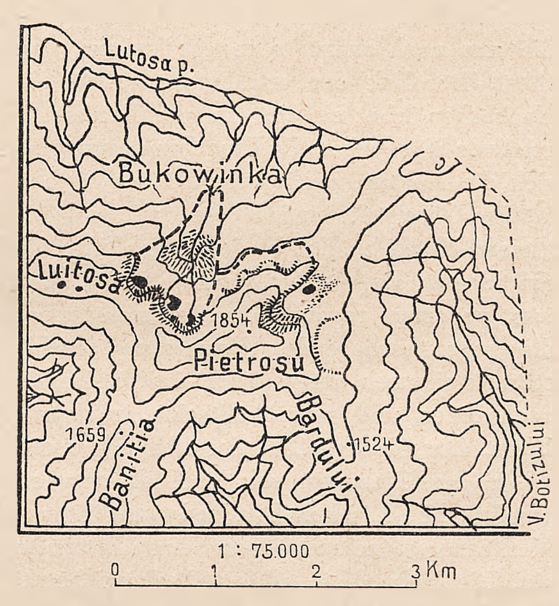


Fig. 2. Eiszeitl. Gletscherspuren am Pietrosu (1854).

Pietrosu (Bardului). [1]) Horizotal lagert auf der Fastebene des kristallinischen Rumpfes der Marmarosch unmittelbar auf dem Urgebirge der Denudationsrest kretazischer Konglomerate,[2]) der den Pietrosu (1854 m) bildet und um etwa 300 m das umliegende Rückenniveau überragt. Der Pietrosu ist ein typischer Tafelberg: die Südseite, glatt wie ein Brett, stark unterschnitten, senkt sich vom Gipfel (1854 m) in einer Fläche herab bis zu 1039 m in das Bardultal und setzt sich nach West fort in den Rücken Lutoasa-Pecialu (1729 m). Die Nordseite hat einen viel komplizierteren morphologischen Bau. An dieser verschiedenen Ausgestaltung der Nord- und Südseite trägt wieder die asymmetrische Vergletscherung des Gebirges schuld (siehe Fig. 2). Denn quaternäre Gletscher haben an der Nord- und Ostflanke des Pietrosu eine Reihe von Karen eingefressen, die dem Berge sein charakteristisches Gepräge durch

---

[1]) Siehe Spezialkarte 1 : 75000, Z. 14, C. XXXI, Ruszpolyana.

[2]) Zapałowicz, l. c. 498—500.

ihre Felsbildungen, Meeraugen, Schuttwälle und Moränen verleihen.

An der Ostseite finden wir eine breite, karähnliche Form, die mangelnder Seitenwände halber ganz offen ist. Ihre Ausdehnung beträgt 100 × 300—400 m, ihr Boden liegt in 1500 m und fällt dann steil bis in die Tiefe von 1100 m herab. Der ganze Boden ist übersät von mehr oder minder geglätteten Blöcken. Im Norden lehnt sich an diese Form eine prächtige, 15—20 m hohe Moräne, die uns nach aufwärts in ein kleines, aber sehr hübsches Kar führt. Der Bau der erwähnten Moräne ist ziemlich kompliziert. Nach oben lehnt sie sich an eine Felsleiste, die sich bald zu 80 m relativer Höhe über die Umgebung emporhebt. Nach unten gabelt sich die Moräne, verbreitert sich dabei, hat die typische unregelmäßige Oberfläche einer Moräne mit zahlreichen Sümpfen zwischen kleinen Kuppeln. Die beiden Arme umschließen in 1600 m Höhe ein kleines Becken. Der innere Arm aber schließt gegen Nordwest zu einem regelmäßigen Endmoränenbogen zusammen, der an die gegenüberliegende Ufermoräne anschließt. Die Endmoräne stürzt steil nach außen bis zu 1580 m herab, senkt sich aber sanft nach innen und umschließt eine trogartige, gegen 700 m lange Form. Der unterste Teil derselben ist verschüttet mit Materialien, die in dem hier einst von der Endmoräne gestauten See abgelagert wurden. Die mit Knieholz bedeckten Sümpfe, die letzte Spur des Moränensees, nehmen heute eine Fläche von etwa 40 × 120 m ein. Die Höhe dieses Zungenbeckens beträgt 1605 m. Der obere Teil des trogartigen Kares hat nackten Felsenboden, der stellenweise glazial geschliffen ist. Die steile Karwand ist durch drei Schlote, zwischen denen Felsnadeln stehen blieben, zerrissen. Da das Kar von keinem fließenden Wasser durchzogen wird, ist es typisch erhalten geblieben.

Auch auf der Nordostseite des Pietrosu erscheint in 1600 m eine 300 m breite, etwa 500 m lange glaziale Leiste, die sich von der unterschnittenen Hinterwand ebenso wie von der unterhalb folgenden steilen Stufe scharf abhebt. Die quaternären Gletschermassen begannen hier Nischen einzunagen (ich zählte vier solche beginnende Kare), aber die Entwicklung ging wohl sehr langsam vorwärts; daran trägt die präglaziale Talbildung insoferne schuld, als sie den Eismassen hier keine Angriffspunkte geschaffen hat. Dagegen entstand etwas weiter westlich in der Ecke zwischen der Lutoasa und dem Pietrosu durch Verschmelzung dreier größerer

Kare eine 1 km lange, 300—400 m breite Glazialform, die auf der Spezialkarte auch auffallend gut dargestellt ist. Die Form gliedert sich noch in drei Becken, zwischen denen aber die einstigen Wände zu Rundhöckern abgeschliffen sind. Das mittlere Becken ist das größte und besitzt an Stelle eines einstigen Meerauges einen runden Sumpf. Auch in den beiden anderen Becken finden wir Seespuren. Die Karböden liegen in 1605, 1630 und 1670 m. Die Karstufe senkt sich rasch zu 1400 m, wo das Tal eine Verbreiterung erfährt, die von Wällen umgeben wird. Ich konnte diesen Punkt wegen Unwetters nicht aufsuchen, aber von der Ferne gleicht er ganz einem von Endmoränen umfaßten Zungenbecken. Erst unterhalb desselben beginnt die enge, fluviatile, von Wäldern starrende Schlucht.

Die Länge des Lutoasagletschers betrug 700 m, seine Breite bis zu 500 m, innerhalb der Kare gar 1 km. Die Schneegrenze lag wohl in 1560 m in der Zeit des Maximums, zur Zeit der Karbildung aber in 1750 m.

Mihailecul (1920 m) und Farcaul (1961 m).[1] Steil und fremdartig, isoliert erheben sich über die meist 1500—1600 m hohe Umgebung die 300 m hohen Pyramiden des Farcaul[2]) und Mihailecul.[3]) Der Farcaul besteht aus Diabasporphyrit, der zur Zeit der Trias die gleichaltrigen Kalke und die älteren (Verrucano) Konglomerate durchbohrt hat; schon von weitem fällt die grellrote Farbe des Berges auf, die eine Begleiterscheinung der Verwitterung des eruptiven Materials ist. Der Härte und Widerstandsfähigkeit des Materials verdankt der Berg seine Steilheit und Höhe, die um so mehr zur Geltung kommt, als seine dreiseitige Pyramide vollständig isoliert ist. Gleich steil fällt er nach allen Seiten ab und verbindet sich mittels eines 1680 m hohen Passes mit seinem Schwesterberge, dem Mihailecul (siehe Fig. 3).

Dieser besteht aus den oben erwähnten triassischen Kalken mit zwischengelagerten Porphyriten und wird umgeben von der wenig widerstandsfähigen Kreide, er lenkt schon von weitem durch die Asymmetrie seiner Gehänge die Aufmerksamkeit auf sich. Die Südflanke ist ganz begrast, nicht steil, nur hie und da von Felsgruppen flankiert, relativ sanft bis zu den Talkesseln der Bäche

---

[1]) Siehe Spezialkarte 1 : 75000, Z. 19, C. XXXI, Ruszpolyana.

[2]) Zapałowicz, l. c. 444—445.

[3]) Zapałowicz, l. c. 446—453.

Paulik und Obrzuju. Die Nordseite überrascht durch die seltene Steilheit und Nacktheit des Felsengehänges, das so rapid 400 m abstürzt, daß die Erkletterung des Berges von dieser Seite als eine alpine Leistung betrachtet werden kann.

Diese Asymmetrie hat zwei Ursachen: erstens fallen die Kalkschichten leicht gegen Südwest ein, so daß wir an der Südseite

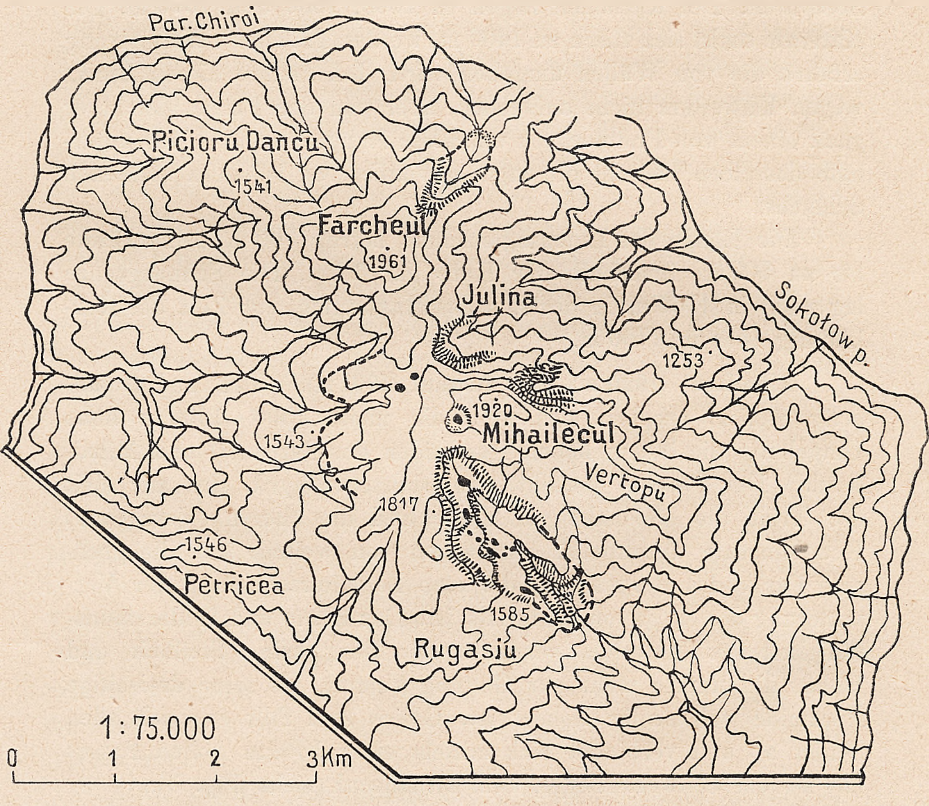


Fig. 3. Eiszeitliche Gletscherspuren am Mihailecul und Farcheul.

zum Teil auf den Schichtflächen abwärts wandern. An der Nordseite streichen hingegen die Schichtköpfe aus, die immer zur Wandbildung neigen. Diese Wandbildung hat hier aber noch die Unterschneidung beschleunigt, die diese Seite durch einen kleinen quaternären Gletscher erfuhr, der hier einen wenig typischen, aber tiefen Karboden schuf. Auch auf der Südseite gab es einen und sogar bedeutenderen Gletscher. Das komplizierte, trogartige Kar, (siehe Fig. 4) das er schuf, ist 1500 m lang, bis 800 m breit und auf

der Spezialkarte angedeutet. Es handelt sich um den Quellkessel des Baches Paulik zwischen den Rücken des Rugasul (1817 m) und des Vertopul. Der geglättete Karboden erfährt durch drei kleine Stufen, die quer das Tal durchstreichen und an Kalkbänke geknüpft sind, eine reichliche Gliederung. Die oberste Staffel liegt in 1645 m und ist ganz felsiger, anstehender Grund; zwischen Rundhöckern liegen hier in kleinen, ganz unregelmäßig begrenzten Wannen zwei kleine, seichte Karseen, sie sind aber, speziell der obere, schon stark durch Anschwemmungen eingeengt worden.

Dann folgt die oberste, etwa 30 m hohe Stufe, die zur mittleren Staffel herabführt, auf der neben drei kleineren der größte der Seen dieses Kares liegt, etwa 100 m lang, 20 m breit. Diese zweite Leiste ist sehr eben und weist wenig Rundhöcker auf. Die dritte Staffel, wieder von der vorhergehenden durch eine Felsenstufe getrennt, besteht aus einem stark zerrissenen Boden in 1580 m und einem zweiten, besser erhaltenen in 1530 m. Dann setzt die Karstufe ein, die bis 1300 m herabführt, wo ein kleines Zungenbecken liegt; hierauf setzen die Glazialspuren aus, dafür setzen die fluviatilen Erosionsformen ein und mit ihnen die Waldwildnis.

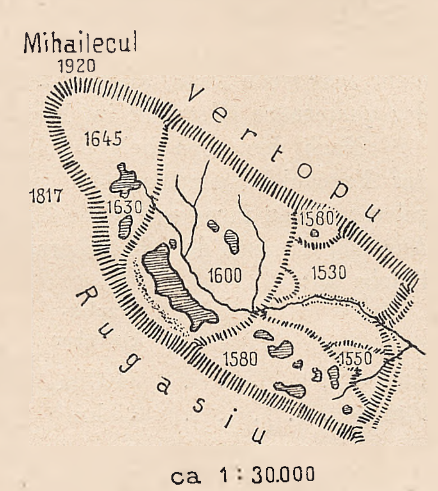


Fig. 4. Das südliche Mihaileculkar.

An der Südseite des Mihailecul und Farcaul dehnt sich in 1600 m ein weites Plateau, das unverkennbar Spuren der Glazialbearbeitung trägt. Davon zeugen die zahlreichen Rundhöcker und torferfüllten Wannen, Stufen und kleinen Riegel, die auf dem sich sanft abdachenden Plateau zu finden sind. Ja am Südabhang des Mihailecul liegt, ein wenig über dem Plateau, ein winziges Kar in etwa 1750 m. in dem sich, umgeben von moränenartigen Schuttwällen, auch Spuren zweier kleiner Seen finden.

Viel geringer sind die glazialen Züge im morphologischen Bilde des Farcaul, die wir seiner einstigen Vergletscherung zuschreiben müssen. An der Nordseite des Berges senken sich rasch

einige kleine Täler zum Par. Chirvei herab. In dem westlichen dieser Täler, deren linke Flanke der Picioru Dancu (1541 m) darstellt, ist eine Spur glazialer morphologischer Wirkungen nicht aufzufinden. Überall der V-förmige Querschnitt bis ins Quellgebiet hinauf, so besonders auch in dem Doppeltälchen, das beim Punkt 988 ins Chirveit mündet. Nur das östlichste dieser Täler, das an der Westflanke des Dealu Cacateasa entlang läuft, hat eine typische Trogtalform, wo der Boden ausgeschliffen, U-förmig gestaltet und mit Rundhöckern bedeckt ist. Die Übertiefung beträgt oben etwa 70 m. Der kleine Trog endet in zirka 1520 m mit einem Zungenbecken, auf dessen Boden die Almhütte steht. Unterhalb folgt eine nicht sehr steile Stufe, die bis 1200 m herabführt. Hier erst scheint der quaternäre Gletscher im Maximum geendet zu haben.

Nach den eben beigebrachten Beobachtungen haben wir in der Farcaul-Mihaileculgruppe vier quaternäre Gletscher kennen gelernt, deren formgestaltende Wirkung noch heute erkennbar ist. Aus den Grenzen der Gletscherzunge ergibt sich deren Länge und Fläche zu:

	Paulik-gletscher	Mihailecul-gletscher	Obrzuju-gletscher	Farcaul-gletscher
Länge	2400 m	700 m	900 m	1500 m
Fläche	2·3 km²	—	—	0·5 km²

Ihnen entsprechen im Mittel die Schneegrenzen: 1. zur Zeit des Maximums von 1500 m, 2. zur Zeit des Rückzuges von 1750 m.

Nördlich vom Chirveitale erhebt sich gegenüber dem Farcheul die Nieniskakuppe (1822 m, 1820 m), die das Scianultal (ein Nebental der Weißen Körös) beherrscht. Ihrer Höhe nach sollte man, wenn auch nicht sehr ausgedehnte Glazialspuren an ihren Flanken erwarten. Ich konnte den Berg nicht besuchen, hingegen läßt die Zeichnung der Spezialkarte erraten, daß sich an der Nordseite des Berges ein etwa 800 m langes glaziales Trogtal befindet, mit übersteilen Wänden, breitem Boden, auf dem der Fluß hin- und herpendelt; der untere Rand dieser Form liegt vermutlich in 1550 m. Ob aber der Gletscher noch weiter abwärts gereicht hat, läßt sich dem Studium der Karte nicht mehr entnehmen.

Pop Iwan.[1]) Der Pop Iwan, zum Unterschiede von einem gleichnamigen Berge in der Czernahora der Bogdaner Pop Iwan

[1]) Zapalowicz, l. c. 426—427.

genannt,[1]) ist keine einem Hochrumpfe aufgesetzte Eruptivkuppe wie etwa die Trojaga, der Farcheul oder der ihm selbst unmittelbar im Norden vorgelagerte Pietros (1784 m);[2]) dieser besteht aus Andesit, wird aber nicht so hoch, als daß sich an seinen Flanken in der Eiszeit Gletscher entwickelt hätten. Der Pop Iwan hingegen besteht schon ganz aus kristallinen Gesteinen (hauptsächlich Gneisen), denen im Norden am Fuße ein Verrucanoband vorgelagert ist. Es zeigt sich, daß die Glazialerscheinungen in den kristallinen Gesteinen hier eine Vielfältigkeit und einen Reichtum an Detail aufweisen (s. Fig. 5), der nur in den Rodnaer Alpen wieder auftritt. An der Nordostseite des Pop Iwan liegt das westliche Quellgebiet des Kwasny potok, zwischen dem Pietros-Berlebaszka und dem Czorny groń. Die Umrahmung dieses Quellamphitheaters ist recht hoch: ich maß da vier über 1900 m hohe Gipfel, die durch drei über 1800 m hohe Pässe voneinander getrennt werden. Das Quellgebiet des Kwasny potok besteht aus fünf Quelltälchen, in deren jedem

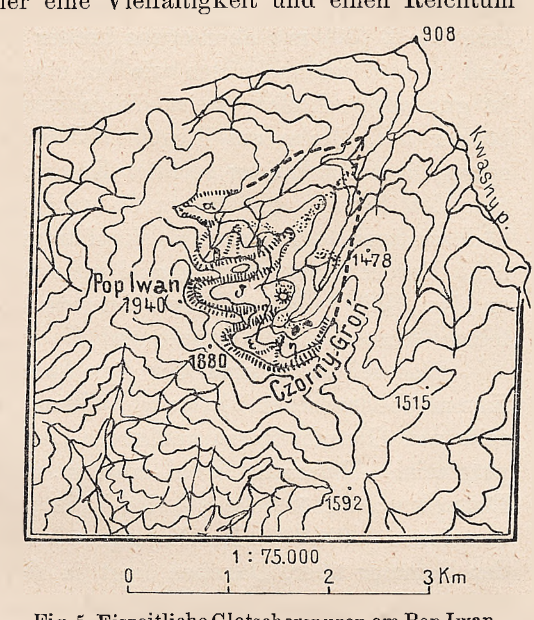


Fig. 5. Eiszeitliche Gletscherspuren am Pop Iwan (1940 m).

im Quartär ein kurzer Gletscher lag. Jeder dieser Gletscher setzte mit einem trogartigen Kare ein, die ich in der Reihenfolge von Nordwest gegen Südost auf der Skizze Fig. 5 mit α bis ε bezeichne. Die Nordwestseite des Zerban und der Poloninka weist nichts Glaziales auf, ebenso wenig wie der nördlich davon gelegene, steile Pietros, an dem ich im dichten Nebel wohl einige ganz kleine Nischen (an der Ostseite) bemerkte, aber deren glaziale Natur im einzelnen nicht behaupten möchte.

[1]) Siehe österreichische Spezialkarte 1 : 75000, Z. 19, C. XXX und Z. 19, C. XXXI.

[2]) Zapałowicz, l. c. 443.

Das Kar α ist klein (100 × 100 m), aber nett, mit sehr tiefem Boden (1480—1500 m). Während rings herum steile Felswände sich türmen, fließt auf dem breiten Karboden der Bach in reichlichen Windungen. Das Kar hat einen Riegel von anstehendem Gestein, an den sich die Karstufe schließt, die bis 1350 m herabgeht. Das Kar β ist bedeutend länger und schmäler als α, nämlich ca. 80 × 300 m, sein oberster Boden ist unterhalb der zackigen Felszinnen unter mächtigem Schutt begraben, auf dem sich Ende Juli 1907 noch Schneeflecken hielten. Das Kar γ ist ebenso lang wie β (300 m), aber etwas breiter (100—120 m); die Wände sind so steil unterschnitten wie bei einem echten Trog, der Boden ist gut ausgeschliffen, weist einige wenige, aber typische Rundhöcker auf. Nahe am Riegel (1658 m), der den Karboden absperrt, liegt ein kleiner seichter Karsee. Der Riegel zeigt die auffallenden Formen der alpinen bosse:[1]) ein wohl geglätteter, rundhöckerartiger, 20 m hoher Felskopf trennt den Riegel in zwei seitliche Furchen, die als subglazial gedeutet werden. Auch hier setzt an dem 1580 m hohen Riegel eine steile Stufe ein, über die ein feiner Wasserfall herabstürzt und die bis 1380 m reicht.

Das schöne Prisma der Pop Iwanspitze mit gleichmäßiger Kammhöhe (zwischen 1910 und 1940 m) wurde auch an der Nordseite von Gletscherkaren zerfressen. Auf der Südseite ist die steile, präglaziale Abdachung wohl erhalten. An der Nordseite liegt ein Doppelkar: das östliche (δ) ist klein und stark verschüttet (Dimensionen 100 × 200). Im Hintergrunde hält sich Schnee in Flecken den Sommer über. Daneben liegt in derselben Höhe das Kar ε, dessen Formen sich durch Schärfe auszeichnen, wenngleich die Dimensionen nur 50 × 150 m betragen. Der Riegel von ε liegt in 1702 m, der von δ in 1792 m. Beide Schwesterkare senken sich mit gemeinsamer Karstufe zu einem zweiten niedrigeren Karboden (η) mit einem Meerauge in schön ausgehobelter Wanne: Auf dem Felsriegel des unteren Karbodens steht eine Almhütte und unterhalb derselben stürzt das Tal in mächtiger Karstufe in die Tiefe.

Auch das am Capul Grossilor beginnende eigentliche Kwasnytal scheint aus einer Glazialform zu kommen: dort dehnt sich ein weites, sanft geneigtes Plateau mit kleinen Wannen und geglätte-

---

[1]) Bruhnes: Érosion fluviale et érosion glaciaire. Revue de géogr. annuelle I, 1906/7, C. R. Paris 29 IV 1907. — Le processus du surcreusement glaciaire, C. R. IX. Congr. intern. de Géogr. (1908), I 1910, 338—342.

tem Boden aus. An der westlichen Seite desselben hat sich ein breites Kar mit zwei kleinen Seen entwickelt; nur ist es durch postglaziale fluviatile Erosion schon stark zerstört worden. Die Höhe des Karbodens beträgt etwa 1500 m.

Durch sämtliche dieser Karbildungen, die alle sehr steil unterschnittene Felswände haben und tief (400 m) unter den Kamm eingesenkt sind, dann durch die mächtigen Schutthalden, die deren unterschnittene Wände begleiten, und durch die zu Graten umgewandelten Scheidewände der Kare bekommt der Pop Iwan wenigstens an seiner Nordseite ein hochalpines Aussehen.

Wir sehen, daß in der Höhe von 1550—1650 m alle Karböden der Pop Iwangruppe abbrechen und in steiler Stufe herabgehen, meist bis 1350—1400 m. Die schönsten Stufen sind bei den Karen γ und η. Dann schließt ein trogartiges Talstück an, das 1 km lang, ca. $^1/_2$ km breit, also breitbödig ist und sich langsam auf 1330 m senkt. In dieser Höhe zieht quer über das Tal ein Schuttwall, den man nur für eine Endmoräne halten kann. Moränenspuren finden sich noch weiter unterhalb, so in 1270 m. Weiterhin ist das Tal, das inzwischen an Breite eingebüßt hat, von gewaltigen Trümmern übersät (ich fand einen Block $10 \times 10 \times 5$ m). Dann aber wird das Tal ganz eng und jegliche Glazialspur verschwindet. Aber in 1185 m setzt eine fluviaglaziale Terrasse ein, bestehend aus größerem Gerölle. In diesem untersten Talteil ist das Gefälle noch durchaus nicht ausgeglichen (Wasserfälle, Katarakte).

Im ganzen haben wir also am Pop Iwan die Spuren eines großen, gegen 2·5 km langen Gletschers, der aus fünf Armen bestand, von denen jeder sich nach obenzu als Kargletscher isoliert. Der Flächeninhalt des großen Gletschers zur Zeit des Maximums beträgt 0·34 km^2, seine mittlere Schneegrenze lag in 1480 m; hingegen umfassen die fünf Teilgletscher während des Stillstandes im Gletscherrückzug 0·13 km^2 und die entsprechende Schneegrenze liegt bei 1700 m.

Aus dem Obigen ergibt sich also, daß auch das Bergland der Marmaros vergletschert war, insoweit seine Gipfel 1800 m überragten,[1]) daß man in den Spuren der Vergletscherung auch

---

[1]) Weiter im Osten, auf dem Boden der Bukowina, erreicht nur der Giumelau (1857 m) zwischen den Tälern der goldenen Bistritza und der Moldawa, südlich von Pożoritta 1800 m; nichtsdestoweniger konnte ich an diesem

hier zwei Phasen auseinanderhalten kann, daß es hingegen nicht gelingt, die Vergletscherungszentren mit den Schotterterrassen, die auch hier in allen Tälern auftreten, in Beziehung zu bringen. Im ganzen handelt es sich hier um eine insulare Vergletscherung, wo die einzelnen Vergletscherungszentren nur gegen 0·8 km^2 Fläche aufweisen und meist 20 km von einander entfernt sind. Doch kann man feststellen, daß der glaziale Formenschatz in jeder Gesteinsart in gleicher Weise entwickelt ist, also von dem petrographischen Charakter der Unterlage im großen und ganzen unabhängig ist.

IV. Die Gletscherspuren in den Eruptivgebirgen südlich der Rodnaer Alpen.

Noch viel spärlicher als in der Marmaros sind die glazialen Überreste im Formenschatz der Gebirge südlich der Rodnaer Alpen. Es handelt sich hier um die großen Vulkangebirge des Kaliman und des Lapos, die ich schon in der physiographischen Einleitung flüchtig erwähnt habe. Soweit die Berglandschaften 1800 m nicht erreichen, ist an ihnen keine Spur glazialer Formengebung zu beobachten: so z. B. konnte ich keine derartige Spur am Vulkane[1]) Heniul beobachten. Dieser Berg, nördlich von Borgo prund gelegen,[2]) erreicht 1612 m; erst höhere Vulkane weisen Gletscherspuren auf und selbst diese nur sehr spärliche.

Der Ciblesiul.[3]) Über das Laposgebirge, das dank seiner Zusammensetzung aus tertiärem und vielleicht auch kretazischem, weichem Flyschmateriale schon durchwegs die sanften, wohlgerundeten Formen einer ausgereiften Tallandschaft angenommen hat, ragen zahlreiche Kuppen, Tafeln, Kegel jungvulkanischen Gesteins empor; das Gestein wurde dank seiner größeren Widerstandsfähigkeit aus dem Flyschmateriale herauspräpariert, vielleicht hat es aber schon ursprünglich als parasitische Bergform das umgebende Gelände überragt. Die Formen dieser Vulkanberge sind sehr charakteristisch: ich erwähne z. B. nur die prächtige Tafel

---

Berge keine Spur glazialer Umgestaltung nachweisen, wenngleich es keinem Zweifel unterliegt, daß er zur Eiszeit von mächtigen Firnmassen bedeckt war.

[1]) H. Wachner: Ein geologischer Streifzug nach dem Kalimangebirge. Jahrbuch des Siebenbürgischen Karpathenvereines 1902, 22—38.

[2]) Siehe Spezialkarte Z. 16, C. XXXI, Oradna und Naszod.

[3]) Siehe Spezialkarte Z. 15, C. XXX, Kapnikbanya. — Hauer und Stache: Geologie Siebenbürgens, 1863, p. 357/8.

des Siatravulkans (1040 m) nördlich von Magyar-Lapos. Die Kulmination dieser Vulkanlandschaft ist der Ciblesiul (1842 m), südwestlich von Romuli, ein hydrographischer Knotenpunkt zwischen dem Sajo (Ciblesiul-), Lapos (Bradului-) und Izafluß (Raiculuibach). Seine kühne Trachytpyramide überragt weithin die wellige Landschaft und ist schon von weitem an der Wolkenhaube zu erkennen, die seinen Gipfel fast beständig umhüllt.

Ich hatte wenig Hoffnung, an diesem kleinen isolierten Gipfel, der überdies nur wenig 1800 m überragt und schon ziemlich weit südlich liegt, Gletscherspuren zu entdecken. Und doch fand sich an seiner Nordseite im Quellgebiet des Raiculuibaches eine halbrunde Nische,deren glaziale Natur wohl nicht bezweifelt werden kann. Es sind alle charakteristischen Eigenschaften eines Kares vorhanden. Hoch über dem Talboden hängend, ist die Nische von übersteilen, zum Teil verschütteten Gehängen umrahmt. Der Boden ist relativ eben, geglättet und stürzt unterhalb des Felsenriegels in steiler Karstufe zur Tiefe. Ein Seebecken ist nicht vorhanden, Moränen konnte ich nicht feststellen: das starke Nebeltreiben, das an dem Tage herrschte, wo ich den Ciblesiul bestieg, machte eingehende Untersuchungen unmöglich. Im Tale des östlich benachbarten Quellbodens, in dem der Steig auf den Ciblesiul emporführt, fehlt eine derartige Nische. Die Schneegrenze am Ciblesiul dürfte also etwa in 1600 m gelegen haben, eine genauere Feststellung derselben ist mir, da ich keine sicheren Moränen fand, unmöglich.

Das Calimangebirge.[1]) Fand ich am Ciblesiul wider Erwarten Gletscherspuren, so waren diese im Calimangebirge wider Erwarten gering. Das Calimangebirge, eine der größten Anökumenen im Bereiche der Karpaten, das von der Grenze der Bukowina, Ungarns uud Rumäniens[2]) gegen SW zwischen dem Maros- und dem Sajotale hinzieht, ist neben der langgedehnten Hargitta das größte Vulkangebirge der Ostkarpaten und überragt die Hargitta bedeutend an Höhe und an Massigkeit sowie an Einheitlichkeit des Baues. Schon Athanasiu, der sich mit der Geologie dieses Gebirges, speziell seiner östlichen höheren Hälfte sehr eingehend beschäftigt hat,[3]) hat auf die Eigenart derselben hingewiesen; so

---

[1]) Siehe Spezialkarte Z. 17. C. XXXII, Marosborgo.

[2]) Die Dreiländergrenze liegt an der Piatra Rossie in 1619 m Höhe.

[3]) Athanasiu Sawa: Morphologische Skizze der nordmoldauischen Karpathen. Buletinul societății de Sciinte, Bucuresci 1899, spez. 16—20; Geologische

auf den großen charakteristischen Ring, der vom Caliman Cserbikk (2015 m) über den Caliman Izvor (2033 m), den Vrfu Retitis (2021 m), den Negoiul (2046 m), die Kulmination Caliman Pietrosul (2102 m) zum Vrfu Timaului (1863 m) hinzieht, und auf seine asymmetrische Abdachung. Der 10 km im Durchmesser breite Ring gleicht bis zu einem gewissen Grade einem gewaltigen Krater, der allerdings durch fluviatile Erosion schon sehr stark umgestaltet worden ist. Das Valea Neagra und Valea Haitii und deren Nebentäler haben die sehr steile Innenabdachung des Ringgebirges in eine wilde Berg- und Tallandschaft verwandelt, die durch den ungeheuren Waldbestand und den Mangel an menschlichen Siedlungen nur noch düsterer wird. Die Außenabdachung des gewaltigen Ringgebirges zeigt im SE noch die wohlerhaltenen, ursprünglichen Formen der zusammenhängenden Fläche, die den einstigen Mantel des Vulkankegels bildete, im SW aber und im N ist diese Fläche schon vollständig zertalt und läßt sich nur mehr — und das nicht immer — im Gipfelniveau der Rücken rekonstruieren. Im Westen schließt an den Kegel des Caliman Pietrosul ein ähnlicher, eng mit ihm verwachsener Kegel an, der der Bistricioara (1990 m), der kein Ringgebirge aufweist, aber noch die sanft geböschten Flächen des einstigen Kegelmantels aufweist.

Auch in diesem Gebirge, dessen Studium wegen der schwierigen Unterkunft und Verpflegung (im Bereiche der über 1000 km² Fläche messenden Spezialkarte Marosborgo finden wir nur das eine Dorf, nach dem die Karte benannt ist) mit großen Anstrengungen verbunden ist, fand ich glaziale Spuren, allerdings in geringerer Ausdehnung, als ich erwartet hatte. Diese Anzeichen von Gletscherwirkung fanden sich teils an der Nordwestabdachung der Bistricioara (1990 m), teils an der Nordseite des Caliman Negoiul ungurese (2046 m), und auch diese Spuren sind recht bescheiden. An der Bistricioara handelt es sich um zwei abgestufte Täler im obersten Quellgebiet, mit trogartigem, ebenem, aber nicht sehr typisch glazialem Talboden, die in etwa 1550 m mit steiler Stufe zu dem tieferen Talboden abfallen. An der Nordseite des Negoiul, im Osten des Punktes 2067 m liegt mit NE-Exposition ein wirkliches, wenn auch kleines Kar, das ca. 150 m eingetieft und 250 m breit ist. Die Wandungen des Kares sind übersteil, ihr Fuß mit

---

Studien in den nordmoldauischen Karpathen. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt 1899, p. 409.

vielem Schutt verkleidet. Der Riegel liegt in ca. 1850 m, dürfte aus anstehenden Andesitfelsen bestehen, die allerdings mit viel Schutt bedeckt sind. Die Stufe ist sehr tief, ganz mit Knieholz bestanden und reicht bis zu 1600 m; dann setzt wieder ein flacher Boden ein, der sich sanft zu 1500 m herabzieht. Hier hört die glaziale Formengebung auf und setzt das schluchtartige, rein fluviatile Tal ein.

Daraus ergibt sich, daß in diesen Vulkangebirgen das Gletscherphänomen in der Eiszeit nicht einmal 0·5 km² (vier kleine Kargletscher) umfaßte; die eiszeitliche Schneegrenze lag hier in 1700 bis 1800 m, also bedeutend höher wie im Norden, im Rodnaer Gebirge, und auch höher wie im Bihargebirge, wo die Karböden in 1600 m liegen. Hier gelang es nicht, mehrere Vergletscherungsphasen zu unterscheiden: offenbar entsprach diese kleine Vergletscherung dem Maximum der Eiszeit. Daraus ergibt sich, daß die Fläche, in der alle lokalen Schneegrenzen liegen, durchaus nicht eben und gleichsinnig geneigt, sondern gewellt ist, wie dies vor kurzem auch Grund für den herzegowinischen Karst nachgewiesen hat.[1])

Es wäre allerdings von vornherein nicht ausgeschlossen, anzunehmen, daß die Vergletscherung der Vulkangebirge nicht der Hauptvergletscherung, sondern einer jüngeren Eisphase entspricht, wo auch in den anderen Gebirgen die Schneegrenze schon hoch lag. Dann müßte aber während der Haupteiszeit die frühglaziale Talbildung so unbedeutend gewesen sein, daß sie eine Entwicklung individueller Gletscher noch nicht veranlassen konnte. Damit würde stimmen, daß das Calimangebirge ebenso wie die Hargitta sehr jugendlichen Alters ist, andererseits könnte man auch an eine ganz lokale jugendliche Hebung denken. Aber diese Hypothesen sind so unsicher und so ungenügend gestützt, daß wir uns damit weiter nicht beschäftigen wollen.

V. Die Terrassenbildungen der Marmaros.

Es ist allgemein bekannt, welche Bedeutung die fluvioglazialen Bildungen bei der Untersuchung der Eiszeitspuren in den Alpen und den übrigen einst vergletscherten Gebirgen der

---

[1]) Grund A.: Morphologische Studien aus dem dinarischen Gebirge, 1910. (Pencks Geograpische Abhandlungen IX, 3), p. 121 und Karte III.

Erde gewonnen haben; speziell die Gliederung der Eiszeit in mehrere Perioden der Vergletscherung fußt zum großen Teile auf der Gliederung der fluvioglazialen Bildungen. Darum mußte im Zusammenhange mit den Studien über die glaziale Morphologie der Ostkarpaten auch die Terrassenlandschaft derselben einer Betrachtung unterzogen werden.

Die Terrassenbildungen der Marmaros sind recht bedeutend. Gewaltige spiegelglatte Terrassenflächen erfüllen die Haupttäler der beiden Theiß, des Vissó und der Ruszkowa; mit kleinen, aber wohlausgeprägten Steilrändern grenzen die verschieden hoch gelegenen Systeme gegeneinander und gegen die Alluvialflächen der Flüsse. In die Nebentäler ziehen diese Schotterflächen als schmale, vielfach unterbrochene Leisten hinein und gehen vielfach in etwas steilere Schotterkegel über. Diese Schotterbildungen sind den wenigen Geologen, die hier gearbeitet haben, sehr aufgefallen und sind schon öfter, wenn auch noch nicht systematisch beschrieben worden. In dieser Hinsicht kann ich auf zahlreiche Aufnahmsberichte von Posewitz[1]) aus den Jahren 1888—1892 und die Arbeiten von Zapałowicz[2]) hinweisen. Es finden sich dort zahlreiche Reste von Schotterterrassen erwähnt, von denen manche nur stark reduziert, andere noch in ursprünglicher Ausdehnung erhalten sind. Schon aus ihren kurzen Beschreibungen geht hervor, daß sie zumeist aus gröberen und feineren, gut gerollten und prächtig geschichteten Schottern bestehen, zum Teil auch, zumal die höheren und älteren Terrassen, aus Sanden, die oft von Lehmen bedeckt sind, etwa so wie in den Alpen der Löß zwar noch die Hochterrasse, aber im allgemeinen nicht mehr die Niederterrasse bedeckt.

Viel unklarer drücken sich diese Geologen über die Zahl und das gegenseitige Verhältnis der einzelnen Terrassensysteme aus: daß ihrer mehrere übereinander vorkommen, erwähnen sie unter anderem von den Terrassen beim Bilinski potok, bei Ronapolyana usw. Zapałowicz spricht von zwei Hauptterrassen der Flüsse, einer niedrigen und einer hohen, überdies von 100—200 m über dem Talboden gelegenen Schotterresten, die aber nach allen bisherigen Erfahrungen in den Karpaten als Tertiär anzusprechen sind.

---

[1]) Posewitz, Aufnahmsberichte der k. ungar. Landesanstalt für 1888, 1889, 1890, 1891 und 1892.

[2]) Zapałowicz, l. c. 580—582.

Das reichste Material zur Lösung dieser Frage bietet vielleicht die nähere Umgebung der Hauptstadt des Komitates Marmaros, Marmaros-Sziget. Diese Stadt liegt in einer gewaltigen Talweitung, in welcher der Izafluß in die Theiß mündet. Die Talweitung wird zum größten Teile von alluvialen Schotter- und Sandflächen eingenommen. An deren Nordrand unterspült der Fluß höhere und ältere Terrassen. Da erhebt sich vorerst mit 4—5 m hohem Steilrande die etwa 300 m breite Niederterrasse (α), auf der das langgestreckte Dorf Falu-Szlatina liegt. Diese Terrasse zieht immer als schmale Leiste, höchstens 1 km breit, am Nordrande des Flusses etwa 8 km weit nach Osten. Auf ihr liegt weiterhin das Dorf Fejéregyháza (Biserica alba). Diese tiefere Terrasse α stellt, scheint es, nur zum Teil eine Akkumulation aus Schottern dar, ist sonst zum Teil eine erosive Leiste in höheren Terrassen; an der Flanke der Terrasse entspringen in 2 m Höhe über dem Talboden zahlreiche Quellen. Über dieser Leiste erhebt sich, wieder mit Steilrand, die nächst höhere Terrasse (α'), auf welcher der untere Teil von Akna-Szlatina steht. An einigen Stellen, so im Osten von Falu-Szlatina, ist in Aufschlüssen die Zusammensetzung der Terrasse zu ersehen: da sieht man schön gerollte und fluviatil gelagerte Schotter in ausgeprägter Schichtung: geröllarme und geröllreiche, respektive grobe und feine Bildungen wechseln miteinander ab. Die Gerölle bestehen aus sehr verschiedenartigem Material, aber es herrschen kristallinische Gesteine (Gneise, Phyllite, Quarze), harte Konglomerate vor, hingegen sind Gerölle aus tertiären Schiefern und Sandsteinen seltener und ziemlich schlecht gerundet. Die Höhe der Terrasse über dem Flusse ist etwa 12 m (10—15 m). Über der Terrasse α' erhebt sich die relativ zirka 25—30 m hohe β-Terrasse, auf der fast der ganze Ort Akna-Szlatina liegt. Auch sie ist eine Schotterterrasse und zeichnet sich durch etwas feineren Schotter aus.

Die Zweiteilung der Niederterrasse (α und α') ist nur lokal: schon südlich und östlich von Marmaros-Sziget kann man die beiden Teilterrassen nicht unterscheiden, obgleich die Niederterrasse hier gewaltige Flächen von 12 km Länge bis zu 2 km Breite einnimmt. Ein großer Aufschluß, in dem bei Veresmart Schotter gewonnen wird, zeigt die Zusammensetzung der Niederterrasse: ausgezeichnete fluviatile Struktur, mannigfaches, aber fast nur Theißmaterial. Die Hochterrasse β ist darüber zwar nur in schmalen, aber bezeichnenden Leisten am Abhang des Hegyes

hegy (648 m) und des Pasowyszcze las erhalten, besonders hübsch beim Hofe Dobonyos.

Auch beim Ausgange des Sopurkatales treten die zwei Hauptterrassen in Form von älteren, ineinander geschachtelten Sopurkakegeln zu beiden Seiten des Flusses, sowohl über der Chemikalienfabrik als auch über Nagy-Bocsko auf. In der Hochterrasse fanden sich ein feines Quarzkonglomerat, Eruptivgesteine und kristalline Bildungen. Bei Lonka gibt es am Südufer des Flusses eine langgestreckte Niederterrasse.

Weiter oberhalb folgt ein enger Theißdurchbruch, wo die Terrassen aussetzen, und dann folgt erst das nächste schöne Terrassenfeld von Vissóvölgy. Im ganzen Gebiete fand ich auch höhere Schotterablagerungen in 120—150 m über dem Fluß (tertiär) und in 40 m über dem Fluß; letztere halte ich nur für eine Teilterrasse der Hochterrasse.

Die zwischen Akna Szlatina und Nagy-Bocsko festgestellte Mehrzahl von Schotterterrassen läßt sich, wie schon erwähnt, nicht überall festhalten; hingegen kann man überall zum mindesten zwei vollständig klar ausgesprochene Terrassensysteme unterscheiden. Sie gehen in alle Haupt- und Nebentäler hinein, lassen sich aber — und daran müssen wir festhalten — selten bis zu den eiszeitlichen Moränen verfolgen. In dem vereinigten Theißtale lassen sich schöne, doppelte Schotterterrassen an zahlreichen Orten feststellen: ich erwähne nur die Terrassen von Trebuša, Rahó, Nowosielica, Borkút und von Körösmező; aber ihre mutmaßliche Fortsetzung bis an die Glazialbildungen des Świdowiecstockes und der Czernahora läßt sich nicht mehr weiter verfolgen. Ebenso mächtig und schön sind die Terrassen bei Ruszpolyana (Havasmező) an der Ruszkova; aber auch sie reichen nicht an die Kar- und Talmoränen des Pietrosul, Mihaileucul und des Pop Iwan heran. Nur in den Rodnaer Alpen gelang es mir, diesen Anschluß zu erfassen, wenigstens ihn außerordentlich wahrscheinlich zu machen. Verfolgen wir die Terrassen des mir auch am besten bekannten Vissótales von Vissóvölgy aufwärts.

Die Gegend der Mündung des Vissó in die Theiß ist sehr merkwürdig. Es erhebt sich hier, ursprünglich isoliert, der Inselberg Mela (zirka 380 m); einst war er wohl ein Umlaufberg, der durch eine Verlegung der Vissómündung isoliert wurde und erst durch Einlagerung niedriger Terrassen mit dem Ostgehänge des Tales verwuchs, während ihn von dem Westgehänge der schmale

heutige Flußdurchbruch trennt. Diese niederen Terrassen gliedern sich in eine Niederterrasse (15 m über dem Fluß) und in eine ausgedehntere Hochterrasse (25 m). Besser als hier sind dieselben Terrassen bei Bistra erhalten. Dem ersten großen und ausgezeichneten Terrassenfeld im Vissótale begegnen wir bei Ruszkova, am Ausgang des Ruszkovatales; es dehnen sich hier die Terrassen in einer Breite von über 1 km aus. Die tiefere Niederterrasse fällt mit einem 20 m hohen, außerordentlich regelmäßigen Steilrand gegen das Alluvialfeld des Vissó ab und entblößt dabei seine Zusammensetzung aus gröberem Gerölle. Darüber erhebt sich zu etwa 30—35 m relativer Höhe die Hochterrasse und begleitet das Vissótal noch ein Stück bergabwärts (spärliche Reste einer höchsten Terrasse in zirka 100 m über dem Fluß liegen zu hoch, um sie als glazial anzusprechen). Die Hochterrasse setzt im Vissótale bald wieder aus, während die Niederterrasse in kleineren Resten an der Mündung des Valea Spinului, des Val Morii etc. noch weiterleitet.

Hierauf setzt wieder zwischen Alsó- und Felsö Vissó eine typische Terrassenlandschaft ein. Die Niederterrasse, auf der die Straße und der Ort liegen, ist nur etwa 8—10 m hoch und deren Steilrand ist infolgedessen landschaftlich nicht bedeutsam. Schon hier erscheinen darüber Spuren einer Hochterrasse, die talaufwärts fortwährend an Breite zunimmt und durch ihre geradlinige Oberfläche und den übersteilen, durch 8 km fast ununterbrochen sich hinziehenden Steilrand ein im Landschaftsbilde sehr maßgebender Faktor wird.[1]) Erst bei Felsö Vissó, an der Mündung des Riu Vasertales bricht die Akkumulationsform ab. In der ganzen Länge des Steilabhanges kann man nun feststellen, daß diese Hochterrasse im unteren Teil aus anstehendem Fels (stark gestörten, in Falten und Fältelungen aufgebogenen alttertiären Schiefern und Sandsteinen), im oberen hingegen aus gut ihrer Größe nach geschichteten, fluviatil abgelagerten Geröllen verschiedener Größe und Sanden besteht. In den Geröllen überwiegen noch die kristallinen Schotter der Rodnaer Alpen und des Riu Vasergebietes, während weiter unterhalb im Theißtale sie immer mehr zurücktreten gegenüber den Flyschgeschieben. Zu oberst liegt eine wenig mächtige Lehmlage. Diese Hochterrasse erreicht eine Höhe (barometrische Messungen) von 22—25 m.

---

[1]) Siehe auch Zapałowicz, l. c. 581.

Die große Ortschaft Felsö Vissó (Visieu de susu) liegt fast ganz (mit Ausnahme des westlichen Vorortes) auf der Niederterrasse, die hier 15 m hoch ist und sich in schmaler Leiste talaufwärts zieht, streckenweise von der Straße benützt wird. Auch die großen Ortschaften Közep Vissó (Visieu de mediloch) und Alsó Vissó (Visieu de josu) liegen auf der Niederterrasse, die am Südufer des Vissóflusses ausgedehnte Flächen einnimmt. Talaufwärts aber setzen die Terrassen aus, nur die Niederterrasse ist noch öfters spärlich angedeutet; erst knapp vor Mojsziu (Moisciu) nimmt sie wieder am Nordufer des Tales größere Flächen ein, während am Südufer die Hochterrasse wieder erscheint. Sowohl in der morphologischen Erscheinungsform, wie in der Zusammensetzung (überwiegend kristalline, bis zu 15 cm große Gerölle, wohl geschichtet) ähneln sich beide Terassen; aber die geringe Mächtigkeit der Schottermassen gibt ihnen mehr den Charakter einer erosiven Leiste.

Die Hochterrasse setzt sich in schönen Resten an den Hängen des Staniste fort und tritt wieder sehr typisch an der Mündung des Dragusiutales auf in 30—40 m relativer Höhe über dem Talboden und zieht in das genannte Tal aufwärts. Auch die Niederterrasse erscheint im Dragusiutale einige Male. Nahe am Ausgang ist dieselbe niedrig, hebt sich aber talaufwärts kräftig nach Art eines Übergangskegels, keilt aber dann aus, bevor die schon beschriebenen Endmoränen (Abschnitt II) einsetzen, so daß man die Verzahnung der fluviatilen und glazialen Bildungen nicht feststellen kann, obwohl sie nach den Gefällskurven wahrscheinlich ist.

In der Umgebung von Borsa sind die Terrassenbildungen nicht stark entwickelt. Nördlich des Ortes zieht sich am Ende des D. Fagu (820 m) eine Hochterrasse hin und in das Cislatal hinein, die schon vorwiegend erosiven Charakter hat. Die steilgestellten Schichten des eozänen Sandsteines sind von Terrassenebenen scharf geschnitten, dagegen ist die Schotterbedeckung, die aus Gneisen, Phylliten, eruptiven Tuffen, schwarzen Urkalken und großen Quarzgeröllen besteht, ziemlich spärlich; oberhalb der erosiven Terrasse konnte ich die Schotterbedeckung noch bis 820 m verfolgen, also etwa 160 m über dem Talboden; diese muß man wohl als ältere Bildungen (pliozän, tertiär) ansprechen. Die Niederterrasse erscheint an mehreren Stellen, so besonders am Ausgange des einst vergletscherten Pietrosutales. Die Terrasse besteht hier aus großen und kleinen Geröllen, die noch nicht sehr gut gerundet sind. Aus-

gedehnter werden dann die Terrassenbildungen am Ausgange des Repedetales; dies entspricht der ausgedehnten einstigen Vergletscherung dieses Tales. Die Niederterrasse, wohl erhalten, ist meist 8—10 m hoch; weniger sicher sind die Reste der Hochterrasse am westlichen und östlichen Gehänge des äußeren Taltrichters. Spuren der Niederterrasse, die beim Beginn des hochgebirgigen Engtales ganz aussetzt, erscheinen noch einmal kurz unterhalb der Endmoränen. Auch hier ist die Verknüpfung von Terrassen und Moränen nicht offenkundig.

Hingegen ist dieselbe klar im Cimpoiesatale. Schon an dessen Mündung liegen Hochterrassenreste, weiter oberhalb, an der Mündung des V. Funtini, tritt auch die Niederterrasse auf. Sie ist zwar relativ niedrig (3 m), hat aber einen scharfen Rand. Die Hochterrasse ist 40 m relativ hoch, hat das starke Oberflächengefälle eines Übergangskegels und geht direkt in die schon oben beschriebene Endmoränenlandschaft über (Abschnitt II).

Weiter oberhalb sind im Vissotale keine Terrassenreste mehr aufzufinden.

Aus diesem Überblicke der fluvioglazialen Bildungen im Vissotalsysteme können wir einige allgemeine Schlußfolgerungen ziehen: Vor allem kann man in allen Tälern der Marmaros zwei verschiedene jugendliche Terrassenniveaus feststellen, eine Niederterrasse (relativ 5—15 m hoch) und eine Hochterrasse (25—40 m hoch), die erstere meist frei von Berglehm, die zweite vom Lehm bedeckt. Beide Niveaus können lokal, besonders dort, wo sie mit Schuttkegelbildungen zusammenhängen, in mehrere Niveaus zerfallen, aber diese laufen nicht überall durch. Höhere Terrassenbildungen und höhere Schotterablagerungen halten wir nach Analogie mit anderen Teilen der Karpaten nicht mehr für quaternär, sondern für pliozän, obgleich, das muß betont werden, positive Beweise, die diese Ansicht für die untersuchte Gegend stützen würden, fehlen.

Es muß auffallen, daß wir ähnlich zwei Hauptetappen der Terrassenbildung feststellen könnten, wie wir zwei Hauptphasen in der Vergletscherung unterschieden, die durch den großen Vorstoß der Gletscher bis in 900—1000 m herab und durch den Rückzug in die Karbildungen charakterisiert sind. Es ist also nicht daran zu zweifeln, daß zwischen der Terrassenbildung und der Vergletscherung des Gebietes ein enger Zusammenhang besteht. Diese Annahme ist um so sicherer, als an einigen, allerdings nicht

zahlreichen Stellen die unmittelbare Verknüpfung von Moränen und Schottern festgestellt werden konnte. Daraus ergibt sich, daß beide Arten von Bildungen gleichzeitig abgelagert wurden. Also der zeitliche und örtliche Zusammenhang ist als sichergestellt zu betrachten.

Andererseits geht es aber nicht an, das ganze Phänomen der Terrassenbildung als fluvioglazial anzusprechen. Das Terrassenphänomen umfaßt viel weitere Flächen als die Vergletscherung; die beiden Terrassen kann man auch in denjenigen Tälern feststellen, in deren Hintergrunde keine Vergletscherung nachweisbar ist. Neben der ungleichartigen räumlichen Verteilung der beiden Phänomene spricht auch gegen eine derartige Verknüpfung beider die Tatsache, daß in den zahlreichen und langgedehnten Terrassen viel mehr Material akkumuliert ist, als aus den relativ kleinen und wenig zahlreichen Karen durch die Gletscher entnommen werden konnte.

So bleibt nichts anderes übrig als die Annahme, daß beide Erscheinungen, die lokalen Vergletscherungen und die Terrassenbildung, die zeitlich zusammengehören und räumlich koordiniert sind, zwar nicht voneinander, aber beide zusammen von einer dritten Ursache abhängen, die überall Terrassenbildung, an einigen Punkten aber die Entwicklung der Gletscher hervorrief und begünstigte. Diese dritte Ursache kann[1]) in gleicher Weise eine Klimaschwankung wie auch eine Krustenbewegung, ein tektonischer Vorgang gewesen sein. Tatsächlich fanden diluviale Krustenbewegungen in Ungarn an zahlreichen Punkten statt, vor allem ist eine gewaltige diluviale Senkung der zentralungarischen Ebene nachgewiesen, was gleichbedeutend ist mit einer Tieferlegung der Erosionsbasis, die von einer Erosion und Terrassenbildung im Nachbargebiete begleitet sein mußte. Aber diese Hypothese erklärt nicht ganz die Natur der Terrassen und gar nicht die Vergletscherungen. Beide Erscheinungen könnten hingegen lokale Hebungen des Gebirges bewirkt haben, indem einesteils die Kulminationen der Gegend dadurch über die damalige Schneegrenze emporkamen, während das ganze gehobene Gebiet die neubelebte fluviatile Erosion zu einer Terrassenlandschaft zerschnitt. Die Hebung mußte in zwei Phasen erfolgen, um die

---

[1]) Hettner, Die Arbeit des fließenden Wassers. Geographische Zeitschrift 1910.

Entstehung der beiden Terrassensysteme und der Gletscherrückzüge zu erklären. Aber seit dieser Zeit muß das Klima wärmer geworden sein oder das Gebirge sich gesenkt haben, da sonst noch heute in den betreffenden Gebirgen Gletscher vorhanden sein müßten. Die nachträgliche Senkung ist allerdings unwahrscheinlich, da sonst die Täler verschüttet worden wären und die Terrassenlandschaft begraben worden wäre.

So kommen wir auf keinen Fall ohne Klimaschwankung aus, selbst wenn wir zur Erklärung der Erscheinungen nicht nur eine solche, sondern auch lokale Gebirgserhebungen en bloc heranziehen. Andererseits können wir aber die ausgedehnten Terrassenbildungen der Marmaros nicht als durchwegs fluvioglazial auffassen, gebildet in einer wärmeren Klimaphase, da die Gletscher stark schmolzen und die überladenen Flüsse reichlich Geschiebe führten; treten sie doch auch dort auf, wo es keine Vergletscherung gab. So ergibt sich aus dieser Diskussion, daß nur die Annahme einer, respektive zweier, in einer feuchtkühlen Klimaphase eingetretenen quaternären Gebirgshebungen allen Erscheinungen gerecht wird: sie verursachte die Formation von Terrassen und die gleichzeitige lokale Vergletscherung der höheren Gebirgsgruppen. In den trockenwarmen Klimaphasen zogen sich die Gletscher (zweimal) zurück und wurden die Aufschüttungen der Flüsse in den Unterläufen der Flußtäler zerschnitten. Wenn wir nun einmal die Hypothese nicht von der Hand weisen, daß die Entwicklung der Marmaroscher Vergletscherung mit Krustenbewegungen, die Klimaschwankungen koordiniert waren, zusammenhängt, so können wir den auffallenden Mangel an ausgedehnten Glazialspuren auf dem 2100 m hohen Caliman vielleicht durch die Annahme erklären, daß derselbe in der Glazialzeit noch nicht so hoch wie heute, oder noch nicht bezüglich der Talbildung so zur Entwicklung von Gletschern prädisponiert war wie heute. Es handelt sich vielleicht um einen noch recht jugendlichen Vulkan.

